

**Univerzita Karlova v Praze**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



**Variabilita akumulace a tání sněhu v lokálním měřítku s využitím dat vysokého  
prostorového rozlišení**

Local scale snow accumulation and ablation variability using high spatial resolution data

Bakalářská práce

**Vojtěch Cuřín**

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha, 2016



**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 10.5.2016

.....

Vojtěch Cuřín

## Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D za odborné vedení a rady při zpracovávání mé práce. Dále děkuji Theodoře Lendzioch za poskytnutá data a Robertu Minaříkovi, Ondřejovi Hotovému a Ondřejovi Matějkovi za jejich pomoc při terénním měření.

## Abstrakt

Tématem této bakalářské práce je variabilita výšky sněhové pokrývky v lokálním měřítku a moderní metody měření její výšky s vysokou přesností a prostorovým rozlišením. Hlavním cílem je zhodnotit stav současného výzkumu v této oblasti, poskytnout srovnání nejpoužívanějších metod a nastínit oblasti jejich využití. Součástí práce je také hodnocení distribuce sněhové pokrývky zájmové lokality v povodí Filipohuťského potoka na Šumavě a zhodnocení vlivu vybraných faktorů na její modelaci pomocí vícenásobné lineární regrese. Toto je provedeno za využití dat získaných terénním měřením a lokálního digitálního modelu povrchu s vysokým rozlišením. Modely odvozené vícenásobnou lineární regresí zachycují variabilitu sněhové pokrývky lépe než modely vytvořené pouze krigingem, nicméně regresní koeficienty vybraných prediktorů nejsou dostatečně konzistentní pro prokázání jejich vlivu.

Klíčová slova: výška sněhu, fotogrammetrie, laserové skenování, vícenásobná lineární regrese

## Abstract

The focus of this bachelor's thesis is snow depth variability at local scale and modern methods of snow depth measurement with high accuracy, precision and resolution. The main goal is to provide an overview of current research in this area, give comparison of the most widely used methods and outline their most appropriate fields of application. A part of this work is also dedicated to an evaluation of snow distribution over a study area in Filipohuťský creek basin in Šumava (Bohemian Forest) and to an assessment of the impact of selected variables on snow depth variability using multiple linear regression models. This is done using manual snow depth measurement data and local digital surface model with high resolution. Multiple linear regression models capture the snow depth variability more precisely than models based on ordinary kriging, nevertheless the regression coefficients of selected predictors are too inconsistent to confirm their effect.

Key words: snow depth, photogrammetry, laser scanning, multiple linear regression

## **Zadání bakalářské práce**

### **Téma práce**

Variabilita tání sněhu v lokálním měřítku s využitím dat vysokého prostorového rozlišení

### **Cíle práce**

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu (formou rešerše literatury) týkajícího se metod měření výšky sněhu pomocí technologií umožňující vysoké prostorové rozlišení (např. laserové skenování, fotogrammetrie s využitím UAV)
2. Na základě manuálně měřených dat výšky sněhu a dat odvozených pomocí fotogrammetrie s využitím UAV (vytvoření dat pomocí fotogrammetrie nebude součástí práce) ověřit spolehlivost manuálního měření pro popis variability výšky sněhu v lokálním měřítku.
3. Využití získaných dat výšky sněhu k určení dominantních topografických faktorů ovlivňujících jeho variabilitu na zvoleném testovacím území.

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Rozložení sněhové pokrývky a následné tání sněhu je ovlivněno celou řadou faktorů. Pokud odhlédneme od vegetace (především role lesa), tak jedním z hlavních faktorů je topografie (orientace a sklon svahů, křivost terénu), která má vliv jak na celkovou radiační bilanci, tak na redistribuci sněhu větrem. Díky rozvíjející se technice (například bezpilotní systémy známé jako UAV nebo laserové skenování) je možné podrobně mapovat výšku sněhu na malém území a tedy přesněji identifikovat faktory, které mají na zmíněné procesy vliv.

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma metod měření výšky sněhu pomocí technologií umožňující vysoké prostorové rozlišení (např. laserové skenování, fotogrammetrie s využitím UAV). Na vytipované lokalitě (velikost cca 200x200 m) budou prováděna opakovaná podrobná manuální měření výšky sněhu tak, aby byla zachycena jak fáze akumulace, tak především fáze tání sněhu. Data budou srovnávána s daty odvozenými pomocí fotogrammetrie na základě fotografií z kamery umístěné na UAV (bepilotní systém). Analýza dat UAV nebude součástí práce. Na základě manuálních dat bude zhodnocen průběh akumulace a tání sněhu na zvolené lokalitě. Výsledky budou dány do souvislosti s charakteristikami zvolené lokality.

Datum zadání: 9. 11. 2015

Jméno studenta: Vojtěch Cuřín

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, PhD.

Podpis vedoucího práce:

## Obsah

1	Úvod.....	10
1.1	Cíle práce.....	11
1.2	Struktura práce.....	11
2	Současný stav výzkumu .....	12
2.1	Úvod .....	12
2.2	Voda vázaná ve sněhu .....	12
2.3	Kategorizace metod měření výšky sněhu .....	14
2.3.1	Staniční měření.....	14
2.3.2	Terénní měření .....	15
2.3.3	Distanční měření.....	15
2.4	Metody distančního měření s vysokou přesností a prostorovým rozlišením .....	17
2.4.1	Aktivní (optické) senzory .....	17
2.4.2	Pasivní senzory .....	23
2.4.3	Srovnání metod .....	27
3	Materiál a metody.....	29
3.1	Úvod .....	29
3.2	Výběr lokality.....	29
3.3	Fyzickogeografická charakteristika zájmového území .....	30
3.3.1	Geografická poloha.....	30
3.3.2	Geologické a hydrogeologické poměry .....	30
3.3.3	Morfologická charakteristika.....	32
3.3.4	Klima .....	36
3.3.5	Hydrologické poměry .....	37
3.3.6	Půdní pokryv .....	40

3.3.7	Biogeografie, land use a land cover.....	41
3.4	Měření dat.....	43
3.5	Metodika zpracování dat.....	44
4	Výsledky.....	46
4.1	Zhodnocení jednotlivých datových souborů výšky sněhu .....	46
4.2	Zhodnocení výsledků vícenásobné lineární regrese .....	47
4.3	Zhodnocení vývoje sněhové pokrývky za sledované období .....	50
5	Diskuze.....	51
6	Závěr .....	53
7	Seznam použité literatury a datových zdrojů.....	54
7.1	Literatura.....	54
7.2	Datové zdroje .....	61
8	Seznam obrázků, rovnic a tabulek.....	62



## Přehled použitých zkratek:

AOPK – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR

ČHMÚ – Český hydrometeorologický úřad

DMP – digitální model povrchu

DPZ – dálkový průzkum Země

GCP – ground control point

GNSS – global navigation satellite system

LiDAR – light detection and ranging

RADAR – radio detection and ranging

SfM – structure from motion

S-JTSK – Systém jednotné trigonometrické sítě katastrální

SWE – snow water equivalent

UAV – unmanned aerial vehicle

WSM84 – World Geodetic System 1984

# 1 Úvod

Prostorové rozložení sněhové pokrývky a dynamika jejího odtávání je ovlivněna celou řadou faktorů. Patří mezi ně prostorové rozložení srážek, klimatické podmínky, charakter vegetačního pokryvu a také lokální variabilita topografie, která ovlivňuje intenzitu dopadajícího slunečního záření a povětrnostní podmínky a má tak zásadní vliv na redistribuci sněhu a tepelné toky zkoumaného území (López-Moreno et al., 2015). Výzkum a popis těchto procesů umožňuje přesnější predikci jevů, jako jsou laviny, závěje na komunikacích, jarní povodně či erozní události a zpřesnění map vodní hodnoty sněhu, na které bezprostředně navazuje modelování odtoku ze sněhové pokrývky (De Michele et al., 2016). V tomto ohledu vzniká potřeba zkoumat sněhovou pokrývku a její vztah k zmíněným faktorům v rámci jednotlivých povodí s vyšší přesností, než bylo doposud běžné. V posledních letech směřuje vývoj v hlavně k metodám pozemního a leteckého laserového skenování a fotogrammetrie (Bhardwaj et al., 2016a; Vander Jagt et al., 2015.pdf; Nolan, Larsen a Strum, 2015; Eckerstorfer et al., 2015). Tyto metody umožňují zkoumat sněhovou pokrývku s nebývale vysokou prostorovou přesností a plochou pokrytí ve srovnání s metodami terénního výzkumu či interpolací bodových měření meteorologických stanic (Nolan et al., 2015; Eckerstorfer et al., 2015). Tento vývoj jde ruku v ruce se zpřesňováním digitálních modelů povrchu, které i ve svých komerčně dostupných verzích svojí přesností dosahují řádu decimetrů (Brázdil et al., 2012). Výzkum variability rozložení sněhové pokrývky, její redistribuce a odtávání ve vysokém prostorovém rozlišení nám může poskytnout cenné globálně aplikovatelné informace zlepšující predikci stavu zásob podzemní vody, lavinových, povodňových a erozních událostí, stavu lokálních zdrojů pitné vody a další (Grünwald et al., 2010; Pomeroy a Grey, 1995).

V rámci této práce budou formou rešerše vědecké literatury popsány a zhodnoceny jednotlivé metody měření výšky sněhu pomocí technologií umožňujících vysoké prostorové rozlišení, jakými jsou laserové skenování a fotogrammetrie v různých formách odlišujících se od sebe volbou nosičů měřících přístrojů a tím pádem i prostorovou a temporální přesností, potenciální rozlohou zkoumaného území, náklady na provoz a dalšími rysy.

## 1.1 Cíle práce

Bakalářské práce si klade následující cíle:

- I. Formou rešerše vědecké literatury zhodnotit současný stav výzkumu týkajícího se metod měření výšky sněhu pomocí technologií umožňujících vysoké prostorové rozlišení, jakými jsou například laserové skenování a fotogrammetrie v jejich různých formách.
- II. Na základě manuálně měřených dat výšky sněhu a dat odvozených pomocí fotogrammetrie s využitím UAV (vytvoření dat pomocí fotogrammetrie nebude součástí práce) ověřit spolehlivost manuálního měření pro popis variability výšky sněhu v lokálním měřítku.
- III. Využití získaných dat výšky sněhu k určení dominantních topografických faktorů ovlivňujících jeho variabilitu na zvoleném testovacím území.

## 1.2 Struktura práce

Práce je rozdělena do několika částí. Ve druhé kapitole jsou shrnuty základní vlastnosti sněhové pokrývky a především způsoby měření její výšky. Důraz je kladen na metody umožňující měření s vysokým prostorovým rozlišením a přesností. Jednotlivé metody jsou představeny, srovnány, zhodnoceny a jsou nastíněny hlavní oblasti jejich využití.

Ve třetí kapitole je představena lokalita prováděného výzkumu a to jak v měřítku celého povodí, tak konkrétního zájmového území, které tvoří pouze část povodí. Dále jsou zde popsány metody měření a zpracování dat a použité datové zdroje.

V dalších kapitolách jsou prezentovány výsledky měření pomocí grafů a tabulek a je nad nimi vedena diskuze.

## 2 Současný stav výzkumu

### 2.1 Úvod

Nutnost měřit výšku sněhové pokrývky a další její vlastnosti pramení z její důležitosti pro lidstvo v oblasti přírodních a energetických zdrojů, dopravy, bezpečnosti, ochrany majetku a turismu. V České Republice tomu není jinak – dle statistik z meteorologických stanic Českého hydrometeorologického úřadu a klimatických map Agentury ochrany přírody a krajiny dosahuje průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou i v nejteplejších oblastech ČR 30 dnů. V mnohých krajských a okresních městech je to však i přes 60 dnů a ve vrcholových partiích našich pohoří přes 150 dnů. V tomto období nastává nebezpečí lavin, závějí na komunikacích, nadměrné zátěže střech a další. Sníh tak ovlivňuje do jisté míry celou populaci ČR a to navíc i poté, co sněhová pokrývky roztaje. Proces tání může být jednou z příčin jarních povodní jako například v roce 2000 na Jizeře či v roce 2006 na většině území České Republiky. Zároveň se však také významně podílí na doplňování zásob podzemních vod, které hrají důležitou roli například pro dostupnost pitné vody a v zemědělské produkci (Kadlecová et al., 2007). Měření a hodnocení výšky sněhu a jeho dalších vlastností je tak stěžejní pro hospodářský růst a bezpečnost obyvatelstva.

### 2.2 Voda vázaná ve sněhu

Samotná výška sněhu není jedinou určující charakteristikou sněhové pokrývky. Mimo ní se jedná například o teplotu, albedo či zralost sněhové pokrývky – všechny tyto vlastnosti ovlivňují průběh odtávání sněhu (Singh a Singh 2001). Výsledek procesu tání je však vždy stejný – voda vázaná ve sněhu v pevném skupenství eventuálně roztaje, uvolní se a pokračuje v koloběhu podobným způsobem jako voda z kapalných srážek. Z toho plyne, že důležitou veličinou je celkový objem vody obsažené ve sněhové pokrývce. Znalost této hodnoty je nenahraditelná při modelování procesů tání a změn v zásobách podzemní i povrchové vody a tedy i při rizikovém managementu povodňových událostí či rizika hydrologického sucha (Vander Jagt et al., 2015; Kocum, 2012).

Pro určení celkového množství vody obsažené ve sněhové pokrývce je nutné mimo výšky sněhu znát také jeho hustotu. Tato veličina je stejně jako výška sněhové pokrývky proměnlivá v prostoru i čase a závislá například na vývoji teplot, rychlosti a směru větru, výšce sněhové pokrývky a dalších faktorech (López-Moreno et al., 2013). Hustota sněhu se může pohybovat od  $0,01 - 0,03 \text{ g/cm}^3$  u nového sněhu (za nízkých teplot, v bezvětří) až po  $0,40 \text{ g/cm}^3$  u velmi zhuštěného sněhu (Singh a Singh, 2001). Jak popisují López-Moreno et al. (2013), Grünewald et al. (2010) či Pomeroy a Grey, (1995), hustota sněhu je oproti jeho výšce v prostoru mnohem méně variabilní. Pro správné určení celkového objemu sněhových srážek na daném území je ale stěžejní znát obě tyto veličiny. V praxi se místo hustoty sněhu ve většině případů používá a v terénu také měří vodní hodnota sněhu (SVH, SWE – snow water equivalent), která je definovaná jako vertikální hloubka vody, která by vznikla roztáním sněhové pokrývky nad daným územím. Jednotky SWE jsou  $\text{kg/m}^2$ , ale vzhledem k tomu, že  $1 \text{ kg}$  vody odpovídá objemu  $1 \text{ l}$ , vyjdou nám po rozměrové analýze a dosazení objemové jednotky za hmotnostní  $\text{l/m}^2$ , což odpovídá  $\text{mm}$ , které se běžně udávají. SWE je závislá na výšce sněhu a jeho hustotě a vztah mezi těmito veličinami je popsán rovnicí 1.

$$SWE = h * \rho \quad (1)$$

Kde  $h$  je výška sněhové pokrývky v  $[\text{m}]$  a  $\rho$  je hustota sněhu v  $[\text{kg} * \text{m}^{-3}]$ .

K měření SWE se používají různé přístroje a nástroje v závislosti na požadavcích na temporální a prostorové rozlišení měření, cenové dostupnosti, náročnosti dopravy a provozu a dalších faktorů. Sněhoměrné váhy a polštáře měří hmotnost sněhu, který se na nich akumuluje na jedné konkrétní lokalitě, stejně jako vyhřívané srážkoměry, které váží dopadající srážky. Při terénních měřeních se používá kombinace sněhoměrného válce s váhami. Každá z těchto metod má své výhody a omezení. U sněhoměrných vah a polštářů může být problém s dopravou a instalací zařízení a jejich zajištění proti poškození. Také se na jejich měřeních může negativně projevit tvorba ledových krust a následné rozložení váhy sněhu do okolí místo nad přístroj samotný (Johnson a Shaefer, 2002). Výhodou oproti terénním měřením je například jejich časové rozlišení. Naopak terénní měření pomocí sněhoměrných válců má výhodu ve větší svobodě výběru měřené lokality. Je ale časově mnohem náročnější a je zde i možnost pochybení měřícího (Pomeroy a Grey, 1995). Mezi další metody patří použití radioizotopického sněhoměru či distančně pomocí pasivního mikrovlnného radiometru (Che et al., 2012).

Tato práce se primárně zabývá způsoby měření výšky sněhové pokrývky a dále popsané metody se věnují pouze této problematice.

## 2.3 Kategorizace metod měření výšky sněhu

Běžně používané metody měření výšky sněhu se dají rozdělit do tří kategorií v závislosti na zapojení člověka a různých nástrojů měření. První kategorií jsou staniční měření, která se provádějí v síti automatizovaných či manuálních meteorologických stanic, kde se měření provádí různými způsoby zmíněnými dále. Druhou kategorií jsou expediční měření, prováděná pomocí sněhoměrných latí a třetí kategorií jsou měření distanční, která se provádějí různými metodami dálkového průzkumu Země a která mají největší význam při řešení studií s nárokem na vysokou prostorovou přesnost a rozlišení.

### 2.3.1 Staniční měření

Staniční měření jsou zpravidla prováděna výzkumnými organizacemi, univerzitami a v menší míře také amatérskými meteorology. Nej hustější síť staničních měření výšky sněhu na našem území provozuje Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), který spravuje celkem přes 800 meteorologických a klimatických stanic (stav k červnu 2011, ne všechny jsou však uzpůsobeny k měření výšky sněhu). Výhodou staničních měření je jejich časové rozlišení, které dosahuje u některých typů stanic až jednodominutových intervalů. Další výhodou je vzhledem k jejich statickému charakteru meziroční srovnatelnost naměřených údajů a délky časových řad, které jsou na některých lokalitách k dispozici. Nevýhodou naopak je, že staniční měření poskytuje informaci o sněhové pokrývce pouze z jednoho konkrétního místa se specifickou expozicí, sklonem, povětrnostními podmínkami a dalšími faktory, které mohou ovlivnit výšku a hustotu sněhové pokrývky tak, že nemusí být reprezentativní pro širší okolí stanice. Z toho plyne, že při výzkumu území v měřítku povodí, jsou tyto údaje pro jejich nízkou hustotu již nevhodné. Využití dat staničního měření je naopak vhodné pro klimatické modely a podobné aplikace regionálního, kontinentálního či globálního měřítka. Staniční měření bohužel nejsou vzhledem k nutnosti dopravit na dané místo měřicí techniku k dispozici v obtížně dostupných lokalitách a jejich použití pro řešení a výzkum akutně vyvstávajících problémů je většinou také nevhodné.

### 2.3.2 Terénní měření

Terénní měření se provádějí většinou tam, kde je zapotřebí přesnějších údajů než jsou schopné poskytnout meteorologické stanice. Uplatňují se vzhledem k jejich náročnosti především při výzkumu menších území. V zimním období se terénní měření provádějí pod hlavičkou ČHMÚ v pravidelných intervalech za účelem zpřesnění map výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu.

Mezi výhody terénního měření patří větší svoboda výběru měřené lokality, která je omezená 'pouze' obtížností terénu, lavinovým nebezpečím či zákony zamezujícími vstup na danou lokalitu. Další výhodou je větší, popřípadě přizpůsobitelná prostorová hustota měření, která se může volit na základě konkrétního zkoumaného fenoménu a rozloze zájmového území. Naopak nevýhodou této metody je její časová a personální náročnost a z toho plynoucí menší časové rozlišení.

Terénní měření výšky sněhu se provádí většinou v pravidelných sítích o předem určené hustotě. Důležitou roli hraje schopnost lokalizovat jednotlivá měření pro jejich zanesení do konvenčního souřadnicového systému. To se většinou řeší za použití GNSS trackeru – přístroje, který dokáže určit svoji polohu na základě spojení s globálním družicovým polohovým systémem (GNSS - global navigation satellite system).

Samotné měření se provádí sněhoměrnou latí či jiným k tomu uzpůsobeným nástrojem (např. lavinová sonda). Vzhledem k možnému výskytu sněhem pokrytých struktur, které mohou lokálně ovlivnit přesnost měření (větve, kmeny stromů, kameny), se většinou v jednom místě provádí několik měření, které se následně zprůměrují, aby se tak předešlo výrazně ovlivněným hodnotám.

### 2.3.3 Distanční měření

Distanční měření využívají metod dálkového průzkumu Země (DPZ), které umožňují měřit a odvozovat informace o pozorovaných objektech, bez nutnosti fyzického kontaktu s nimi. Metody dálkového průzkumu Země jsou aplikovatelné i na oblast měření výšky sněhové pokrývky a tento způsob řeší řadu nevýhod dvou předchozích metod.

Jedná o skupinu systémů a postupů, která nabízí možnost pořizovat kontinuální prostorová data s velkým prostorovým a potažmo i časovým rozlišením (Eckerstorfer et al.,

2015). Vysoké prostorové rozlišení je pro účely této práce definované jako rozlišení v řádu jednotek až desítek centimetrů a to na území větším než 1 *ha*.

Jelikož není nutné být fyzicky přítomen na místě měření, lze zjišťovat výšku sněhu i v obtížně dostupných či nebezpečných lokalitách (například chráněná území, lavinové svahy, etc). Tato skutečnost navíc pomáhá předcházet zkreslení dat vlivem výběru snadněji a rychleji dostupných lokalit pro terénní měření (Eckerstorfer et al., 2015), které však nemusejí dobře reprezentovat celé zkoumané území či jev.

Měření může probíhat ze země či za použití leteckých nebo satelitních nosičů. Použití satelitů ale nedosahuje ve většině případů požadovaného prostorového ani časového rozlišení a navíc je pořizovací cena takovýchto dat oproti pozemním či leteckým měřením DPZ často vyšší (Bhardwaj et al., 2016a). Satelitní měření se i přes tyto vlastnosti používá, a to například k hodnocení stavu sněhové pokrývky v globálním a kontinentálním měřítku (Bhardwaj et al., 2016b) či pro účely klimatického modelování. V současné době nedosahují přístroje umístěné na satelitních nosičích dostatečně vysokého prostorového rozlišení (Eckerstorfer et al., 2015) aby byly zahrnuty v této práci.

Senzory používané pro měření výšky sněhové pokrývky se dělí na pasivní (optické), které měří množství elektromagnetického záření odraženého či emitovaného pozorovaným objektem ve viditelné části elektromagnetického spektra a na aktivní senzory, které elektromagnetické záření vysílají a následně měří dobu, za kterou se vyslaný a následně odražený signál vrátí a fyzikální vlastnosti takto odraženého záření. Mezi aktivní senzory se řadí například systémy lidarů (LiDAR – light detection and ranging) a radarů (RADAR – radio detection and ranging). Lidary využívají především elektromagnetické záření ve viditelné a blízké infračervené části spektra (pro účely meteorologie i ultrafialové záření), jimž odpovídají vlnové délky zhruba  $2,5 * 10^2 \text{ nm} - 2 * 10^4 \text{ nm}$ . Radary využívají mikrovlnné elektromagnetické záření o vlnové délce  $1 \text{ mm} - 1 \text{ m}$  (Eckerstorfer et al., 2015).

V případě aktivních i pasivních snímačů je pro zjištění výšky sněhové pokrývky stěžejní mít spolu s naměřeným digitálním modelem povrchu (DMP) reprezentujícím sněhovou pokrývkou k dispozici i DMP bez sněhové pokrývky. Ten se pořizuje v období, kdy sníh není přítomen. Pro tvorbu obou těchto modelů se většinou používá stejných přístrojů (Grünwald et al., 2010; Prokop, 2008; De Michele et al., 2016; Vander Jagt et al., 2015; Nolan et al., 2015 a další). Jedná se o další proměnnou ovlivňující celkovou přesnost měření a je důležité jí věnovat



stejnou pozornost jako měření výšky sněhové pokrývky samotné. Obecně lze naštěstí říci, že vytváření DMP bez sněhové pokrývky je mnohem snazší a přesnější, protože odpadají problémy spojené s její přítomností. Těmi jsou například menší počet přirozeně se vyskytujících vlíčovacích bodů, obtížnost transformace modelu do požadovaného souřadnicového systému či různé problémy zapříčiněné optickými vlastnostmi sněhu. Všechny tyto překážky jsou popsány v dalších kapitolách ve vztahu k tvorbě DMP sněhové pokrývky, ale ve vztahu k tvorbě DMP bez ní nikoliv. Zmíněná problematika není předmětem této práce.

V oblastech, kde nedochází ke kompletnímu odtání sněhové pokrývky, je nutné tento model vytvořit při jejím předchozím a následujícím minimu, respektive měření provádět v určitých intervalech kontinuálně. Takovýto postup umožní hodnotit jak proces akumulace, tak proces tání v daném období i bez referenčního DMP.

Distanční měření se v oblasti výzkumu kryosféry využívají kromě měření výšky sněhové pokrývky i k určování SWE (Schaffhauser et al., 2008), hustoty sněhu (Surendar et al., 2015), detekci lavin (Eckerstorfer et al., 2015), monitorování ledovců (Immerzeel et al., 2014), etc.

## 2.4 Metody distančního měření s vysokou přesností a prostorovým rozlišením

Metody distančního měření nabízejí možnost jak zpřesnit vstupy do hydrologických modelů a lépe popsat procesy akumulace a tání sněhové pokrývky na úrovni povodí (De Michele et al., 2016). Tyto metody nabízejí možnost měření výšky sněhu v mnohonásobné prostorové hustotě oproti měřením staničním i terénním, při zachování vysoké přesnosti. Hlavními oblastmi výzkumu jsou v posledních letech již zmíněné metody leteckého a pozemního laserového skenování a fotogrammetrie, které jsou podrobněji představené v této kapitole.

### 2.4.1 Aktivní (optické) senzory

Optické senzory využívají pro mapování výšky sněhu principů fotogrammetrie. Fotogrammetrie je vědní obor zabývající se získáváním polohových, tvarových a výškových informací o pozorovaných objektech a stojí za tvorbou většiny topografických map od 30. let minulého století (Matthews, 2008). Hlavním fotogrammetrickým výstupem jsou přesné

souřadnice bodů pozorovaných povrchů. Fotogrammetrie funguje na principu podobnému naší schopnosti vnímat třetí dimenzi, hloubku. To je možné díky rozdílné poloze našich očí a tedy i rozdílné perspektivě pozorovaných objektů každým naším okem. Snímky, které jsou pořízené pro účely fotogrammetrie, se nazývají stereopáry a imitují právě tuto skutečnost. Stereopár je dvojice snímků, které jsou pořízené v různých místech, mající společných alespoň 60 % vyfotografovaného území. Pro tvorbu modelu trojrozměrného povrchu se pak vypočítávají souřadnice jednotlivých bodů nacházejících se na obou snímcích současně pomocí triangulace. V praxi se většinou používá pro určení souřadnic daných bodů více než dvou snímků a stejně je tomu i u aplikací fotogrammetrie pro měření výšky sněhové pokrývky.

V klasické fotogrammetrii je pro správné určení souřadnic pozorovaných bodů třeba znát přesné souřadnice snímáče v době pořízení snímku a jeho natočení v prostoru (tzv. prvky vnější orientace), dále prvky vnitřní orientace, charakterizující geometrii paprsků uvnitř kamery (Slovník VÚGTK, 2016) a informace o souřadnicích vlíčovacích bodů (GCP – ground control point) a rámových značek.

Fotogrammetrie se neformálně dělí dle vzdálenosti snímáče od pozorovaného objektu či povrchu na leteckou (aerial) a blízkou (close range) fotogrammetrii. Jako letecká fotogrammetrie se označuje odvětví využívající k měření pilotovaných strojů (letadel či helikoptér) a tedy provádějící měření z výšky vyšší než 300 metrů nad povrchem (Matthews, 2008). Do fotogrammetrie blízké je pak zařazena fotogrammetrie pozemní a blízká letecká, která využívá jako nosiče snímáčů především bezpilotních letadel (UAV – unmanned aerial vehicle).

Rozvoj v oblasti vývoje a využití UAV v posledních zhruba 10 letech (Colomina a Molina, 2014) však stírá rozdíly mezi leteckou a blízkou fotogrammetrií. Jak dokazují například Nolan et al. (2010), Matthews (2008), Immerzeel et al. (2014) či De Michele et al. (2016), tak díky technikám structure from motion (viz dále), které již využívají také obě odvětví fotogrammetrie, navíc nejsou pevně dané ani všechny součásti fotogrammetrických systémů, protože jsou některé jejich funkce nyní již nahraditelné fotogrammetrickým softwarem. Správná volba vybavení a postupů je tedy závislá na charakteru a rozloze zkoumaného území a finančních a časových možnostech výzkumných týmů.

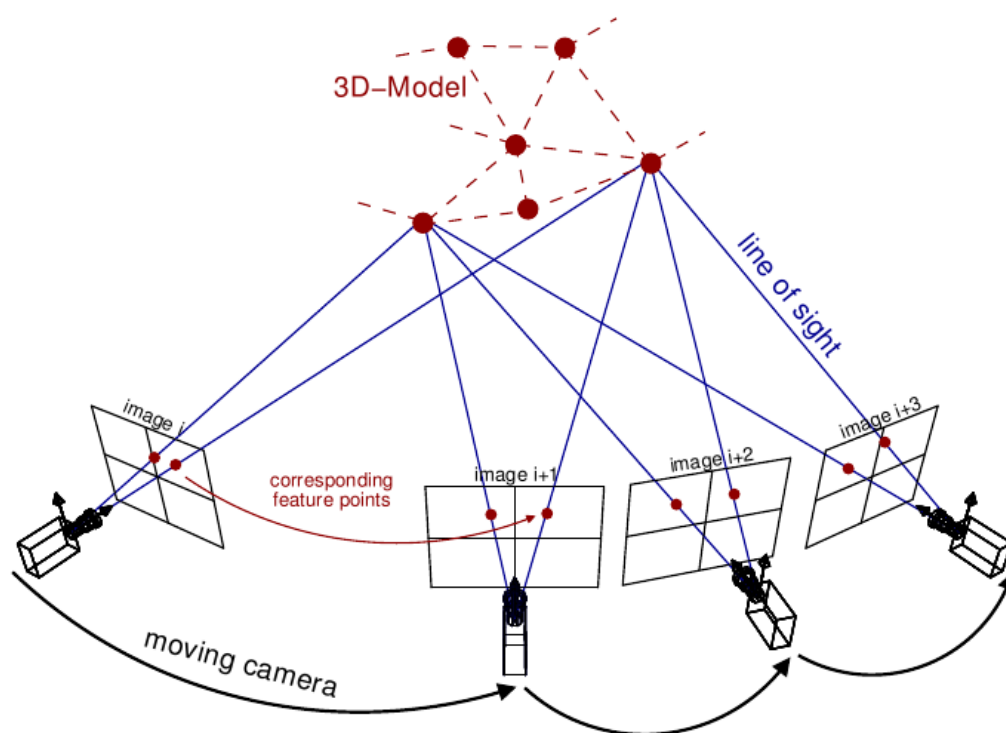
Použití letecké i blízké fotogrammetrie pro určování výšky sněhu bylo zkoumáno od 60. let 20. století. Mezi hlavní problémy tehdy patřilo přexponování snímků a obtížnost odečítání plochy DMP od DMP se sněhovou pokrývkou (Tedesco et al., 2015). Vzhledem k těmto obtížnostem a relativně vysokým nákladům se tyto metody dlouho používaly pouze pro hodnocení objektů s větším objemem a vyžadujících výzkum v menším časovém rozlišení, jakými jsou například ledovce či sesuvy půdy (Nolan et al., 2015). S rozvojem výkonnosti a lepší cenovou dostupností výpočetní techniky, fotogrammetrických softwarů, pozičních systémů GNSS a digitálních kamer s vysokým rozlišením byli však tyto překážky překonány a jak dokazují Nolan et al. (2015), De Michele et al. (2016), Vander Jagt et al. (2015) a další, jsou tyto techniky nyní již aplikovatelné i této oblasti.

#### *2.4.1.1 Structure-from-motion*

V 90. letech byla vyvinuta fotogrammetrická technika structure-from-motion (SfM), která představuje oproti konvenční fotogrammetrii výrazné zjednodušení a možnost automatizace procesů tvorby digitálních modelů povrchů (Westoby et al., 2012). SfM využívá stejného principu odvozování 3D souřadnic bodů ze sérií překrývajících se snímků jako v běžné fotogrammetrii, ale liší se tím, že není nutné předem znát prvky vnější orientace, pozici snímače ani souřadnice vlíčovacích bodů. Všechny tyto informace jsou odvozovány automaticky pomocí procedur vyrovnání svazku (bundle adjustment, překlad dle Šára, 2010) s vysokým počtem opakování. Bundle adjustment je proces, během kterého se zpřesňují souřadnice bodů pozorovaných objektů či povrchů a zároveň i optické charakteristiky snímače, jeho pozice a orientace vůči pozorovanému objektu. (Moore et al., 2009). Toho je dosaženo pomocí tvorby databáze prvků reprezentujících vlíčovací body, které jsou automaticky detekovány ve všech snímcích, kde se nachází (viz obr. 1). Díky této databázi je možné odhadnout pozici kamery a souřadnice jednotlivých bodů. Ty jsou dále zpřesňovány regresními algoritmy jako např. nelineární metodou nejmenších čtverců (Snavely, 2008).

V porovnání s klasickou fotogrammetrií potřebuje SfM početnější série snímků pro dosažení obdobné přesnosti. SfM se nejvíce hodí pro velké série s vysokým procentem vzájemného překryvu, které zároveň dobře zachycují zájmové území z mnoha různých úhlů pohledu. Jak jméno napovídá, většinou se jedná o série snímků pořízené z pohybujících se senzorů (Westoby et al., 2012).

Na rozdíl od klasické fotogrammetrie nemusí být předem jasná přesná pozice snímáče a tedy i celého výsledného modelu. Souřadnice bodů bodového mračna, které je výsledkem SfM algoritmů má vlastní souřadnicovou soustavu a pro účely odvozování reálných veličin, jako je např. výška sněhu nad danou lokalitou, musí být toto mračno modů transformováno do požadovaného konvenčního souřadnicového systému (Westoby et al., 2012). Tato transformace se děje za pomoci vlíčovacích bodů za předpokladu, že známe jejich přesné souřadnice v obou souřadnicových systémech. Vlívovací body mohou být vybrány a zaměřeny až po vytvoření modelu, pokud jsou dobře rozeznatelné v modelu i v terénu (pomocí GNSS, totální stanice, ...). Ve většině případů je ale jednodušší na zájmové území rozmístit před pořízením snímků dobře rozeznatelné značky (CD, reflexní sprej, barevné terče, ...). Takovýto postup má výhodu v tom, že tvůrce modelu má kontrolu nad hustotou a rozmístěním vlíčovacích bodů (Westoby et al., 2012). Tyto vlastnosti sítě vlíčovacích bodů, zásadně ovlivňují správnou transformaci modelu z jednoho souřadnicového systému do druhého.



Obrázek 1: Princip tvorby databáze vlíčovacích bodů, převzato ze Sweeney, 2016.

#### 2.4.1.2 *Letecká fotogrammetrie*

Letecká fotogrammetrie byla v minulosti doménou pouze specializovaných firem a vyžadovala vysoké počáteční investice. Se snižujícími se cenami snímačů a dalšího vybavení a s rostoucím výkonem osobních počítačů a dostupného softwaru se však dostala do popředí i ve fyzickogeografickém výzkumu. Tyto změny umožnily používat leteckou fotogrammetrii i ke studiím vyžadujícím kromě prostorového i vysoké časové rozlišení. V závislosti na konkrétním zaměření studie, velikosti zkoumaného území a na finančních možnostech výzkumných týmů se používají různé kombinace vybavení.

Zásadní součástí je samotný snímač – analogová nebo digitální fotografická kamera. Vzhledem k nástupu technologií SfM a mnohem vyšší ceně fotogrammetrických kamer, se pro účely výzkumu více používá komerčně dostupných modelů digitálních zrcadlových fotoaparátů (Nolan et al., 2015) či dokonce běžných kompaktních digitálních kamer (Vander Jagt et al., 2015; Immerzeel et al., 2014; De Michele et al., 2016).

Dalšími součástmi měřících systémů mohou být inerciální měřicí jednotka (IMU – inertial measurement unit), která slouží k určení prvků vnější orientace, a integrovaný navigační systém (INS – integrated navigation system). INS představuje většinou přijímač GNSS a zajišťuje určení přesné polohy snímače v době pořízení snímku.

Díky zmíněné technice SfM je možné vytvářet DMP i bez polohových systémů a IMU – tzn. pouze pomocí kamery. K takovému postupu se ale vztahuje omezení v podobě nutnosti vybrání či tvorby a zaměření vlíčovacích bodů, což není vždy možné. Například Nolan et al. (2015) ve svém systému přímo propojili digitální kameru s vícefrekvenční GPS (globální polohovací systém, global positioning system) jednotkou. Díky ní je možné určit pozici snímače v době pořízení snímku a tedy i jeho vzdálenost od povrchu a není tak nutné vytvoření a zaměření vlíčovacích bodů. Přímé propojení kamery a GPS je u letecké fotogrammetrie důležité kvůli rychlosti pohybu letadla – například při rychlosti letu  $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  se kamera posune o  $5 \text{ cm}$  za  $1 \text{ ms}$ . Pro dosažení polohové přesnosti v době fotografování snímku pod  $5 \text{ cm}$  musí být odezva mezi jeho pořízením a zaznamenáním polohy menší než  $1 \text{ ms}$  (Nolan et al., 2015).

### 2.4.1.3 Blízká fotogrammetrie

Pozemní fotogrammetrie je pro měření výšky sněhové pokrývky omezena nutností pohybu v terénu, použitím GNSS přijímače a tvorbou GCP a obecně je tento postup příliš složitý v porovnání s postupy využívajícími UAV a SfM či níže popsáním pozemním laserovým skenováním. Zajímavou možností aplikace pozemní fotogrammetrie i přes tyto omezení nabízí Basnet et al. (2016), kteří instalovali ve své studii na zkoumané území dvě statické kamery a latě sloužící jako GCP a zároveň jako sněhoměrné latě pro validaci vzniklého modelu. Tímto postupem dosáhli vyššího časového rozlišení, v porovnání s ostatními zde popsány metodami, ale pouze na území menším než 0,15 ha.

Pro účely této práce je v oblasti blízké fotogrammetrie důležitější vývoj týkající se využití nosičů typu UAV. UAV, UAS (unmanned aerial systém), RPAS (remotely piloted aircraft system) či jednoduše dron, jsou označení pro bezpilotní letadla různých velikostí, ovládané buď na dálku či za použití předprogramovaných letových drah. Vzestup významu jejich použití ve vědách o Zemi dokumentují například Colomina a Molina (2014), Bhardwaj et al. (2016a) či ve své bakalářské práci Lörinc (2015). Nejpoužívanějšími typy UAV v blízké fotogrammetrii jsou letouny s pevnými křídly (fixed-wing aircraft) a jednorotorové (rotary-wing) a multirotorové helikoptéry (multi-rotor aircraft) (Colomina a Molina, 2014).

Výraznou výhodou oproti pilotovaným letadlům je jednoduchost jejich použití, možnost automatizace a nižší pořizovací a provozní náklady, které mohou přispět k zajištění lepšího časového rozlišení dat (De Michele et al., 2016). Výhoda nižší pořizovací ceny se pak vztahuje i na srovnání s metodami laserového skenování (Vander Jagt et al., 2015).

Naopak určitá omezení představují faktory jako je výdrž baterie či dosah radiového spojení mezi UAV a jeho ovládacím zařízením (Colomina a Molina, 2014). Ty omezují hlavně velikost území, které může být zkoumáno během jednoho letu. Další nevýhodou UAV jsou jejich menší nosnost oproti klasickým pilotním strojům a také jejich větší zvýšená citlivost vůči vlivům počasí (Lörinc, 2015).

Pro účely fotogrammetrie se využívají systémy obsahující GNSS přijímač a IMU (De Michele et al., 2016), ale i systémy, které nahrazují přítomnost těchto součástí použitím vlíčovacích bodů (Bühler et al., 2015). Zde záleží především na přítomnosti přirozených objektů, které mají potenciál sloužit jako vlíčovací body, případně na dostupnosti

zkoumaného území, pokud není takovýchto objektů dostatek. Většina zpracování pořízených dat pak probíhá za pomoci softwarů využívající metody SfM.

## 2.4.2 Pasivní senzory

Pro účely měření výšky sněhu s vysokou přesností a prostorovým rozlišením, jsou v oblasti pasivních senzorů nejspolehlivější lidary. Historii jejich použití podrobně popisují Bhardwaj et al. (2016b) – počátky sahají do konce 20. století a největší rozvoj této metody začal v roce 2008. Lidary mohou být buď pozemní – v anglicky psané literatuře se jedná o systémy označované zkratkou TLS (terrestrial laser scanning) či letecké (ALS – aerial laser scanning) s pilotními i bezpilotními nosiči.

Radary, které se taktéž řadí mezi pasivní senzory, jsou podle Eckerstorfera et al. (2015) vhodné například pro detekci lavin, nicméně pro účely měření výšky sněhu s vysokou přesností a prostorovým rozlišením nejsou, při svých současných možnostech, vhodné. Navíc pořizovací cenou převyšují ostatní zde popsané metody a tato práce se jim z těchto důvodů dále podrobněji nevěnuje.

### 2.4.2.1 Laserové skenování

Lidar je aktivní systém, který dokáže určit vzdálenost povrchu objektu měřením času, za který se vyslaný laserový signál vrátí po odražení od objektu zpět k snímači (fotodiodě) (Deems, Painter a Finnegan, 2013). Spolu s časem se zároveň měří i energie zpětně přijatého signálu, pomocí které lze určit, jak velká část svazku paprsků se od daného objektu odrazila.

Vyslaný svazek paprsků má určitý nenulový průměr a na své cestě se tak může odrazit od několika vrstev povrchů najednou. Novější systémy, které dokáží tyto další odrazy detekovat, mohou díky tomu měřit například výšku sněhu pod vegetačním pokryvem (Kirchner et al., 2012). Výsledkem laserového skenování je mračno bodů, které mohou náležet různým objektům – například vrcholy stromů, jednotlivé větve, terén. Mračno bodů musí být zpracováno klasifikačními algoritmy, které body rozdělí do skupin reprezentujících různé třídy odrazů. Tyto algoritmy jsou z velké části automatizované, nicméně pro kontrolu kvality výsledného modelu je důležité i manuální zhodnocení. (Deems et al., 2013). Obecně lze z prvních odrazů odvodit digitální model povrchu, naopak z posledních, které většinou představují terén, pak digitální model terénu.

#### 2.4.2.2 Faktory ovlivňující přesnost měření

Jelikož lidary fungují na bázi měření času, který uplyne od vyslání laserového signálu po jeho návrat, a následného odvození vzdálenosti místa odrazu výpočtem, hraje důležitou roli možné ovlivnění této veličiny. Čas, za který se signál vrátí, je ovlivněn rychlostí pohybu laserového signálu, která závisí na indexu lomu prostředí, jímž se signál šíří. Fyzikální vztah popisující tuto závislost je popsán rovnicí 2.

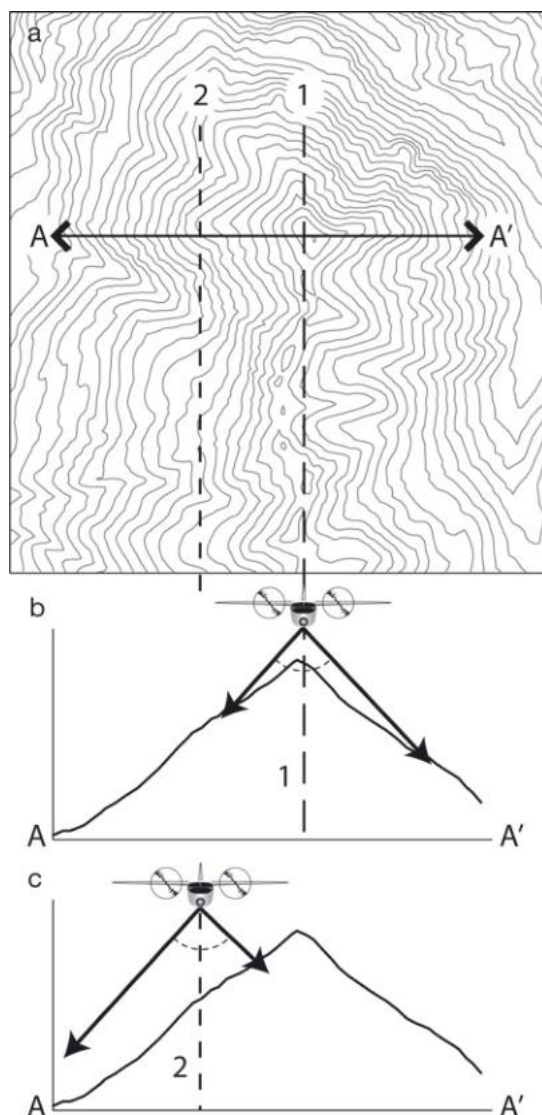
$$s = \frac{t \cdot c}{n} \quad (2)$$

Kde  $s$  je vzdálenost v  $[km]$ ,  $t$  je čas v  $[s]$ ,  $c$  je rychlost světla v  $[km \cdot s^{-1}]$ ,  $n$  je index lomu.

Index lomu vzduchu závisí na jeho teplotě, tlaku a do jisté míry i na relativní vlhkosti. Závislost měření na jednotlivých faktorech se vyjadřuje v ppm (jedna miliontina celku, parts per million). Celková změna indexu lomu o 5 ppm například zapříčiní na vzdálenosti 1000 m chybu o velikosti 5 mm. Změna teploty vzduchu o  $+1^{\circ}C$  zapříčiní změnu indexu lomu o +1 ppm a změna tlaku o +10 mbar zapříčiní změnu indexu lomu o  $-2,7$  ppm. Vlhkost vzduchu může ovlivnit index lomu maximálně o 0,5 ppm a pro účely měření výšky sněhu jí tak není třeba určovat (Prokop, 2008). Pro minimalizaci chyb měření je třeba určit teplotu vzduchu s přesností jednotek  $^{\circ}C$  a tlak s přesností desítek mbar (což odpovídá desítkám hPa).

Přesnost a rozlišovací schopnost lidarů je také ovlivněna divergencí laserového paprsku – mírou rozšiřování svazku laserových paprsků s rostoucí vzdáleností od jejich zdroje (Slovník VÚGTK, 2016) a úhlem dopadu, který určuje excentricitu obalu (otisk) svazku paprsků. Plocha otisku signálu odrážejícího se od objektu závisí tedy na vzdálenosti objektu a úhlu dopadu (Prokop, 2008). Pro registraci zpětně odraženého paprsku je třeba, aby se energie signálu dostala přes určitou mez. Pokud se paprsek odráží pod vyšším úhlem a dál, průběh nárůstu energie při jeho zpětné registraci bude pomalejší a zmíněné meze dosáhne později. Pro úhel dopadu  $45^{\circ}$  a vzdálenost objektu od snímače 1000 m se může tento jev projevit chybou až v řádu desítek cm (Baltasvias, 1999). Takovýmto chybám lze předcházet za použití laserů s nižší divergencí a u leteckého laserového skenování vhodným plánováním letové dráhy. Například pokud je dráha letu vedena nad hřebenem (viz. obr. 2), paprsky dopadají na povrch pod vysokým úhlem a přesnost měření tak klesá, naopak u vyobrazené letové dráhy 2 se chyby minimalizují díky ostřejším úhlům dopadu a odrazu.

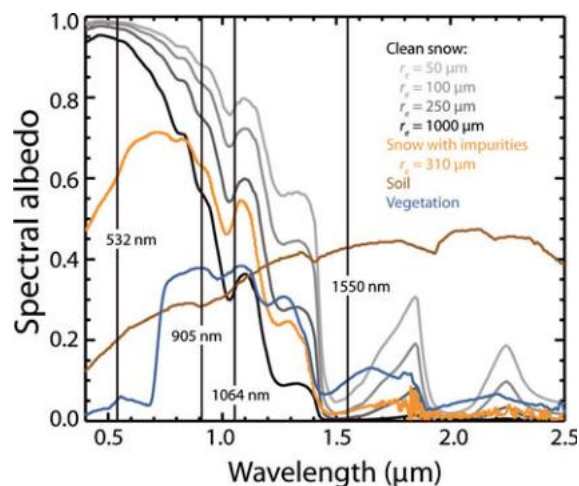




Obrázek 2: Vliv letového dráhy na odrazové úhly paprsků laseru, převzato z Deems et al., 2013.

Pro zajištění správné polohy vzniklých modelů v požadovaném souřadnicovém systému se pozice snímače podobně jako u fotogrammetrických metod určuje v průběhu měření pomocí GNSS jednotky. V případě leteckého laserového skenování je GNSS jednotka vždy doprovázená IMU, která zaznamenává orientaci snímače.

Přesnost měření je dále ovlivněna vlastnostmi sněhu. Jak popisují Deems et al. (2013) a Prokop (2008), hlavní vlastností sněhové pokrývky, která musí být brána v úvahu, je její spektrální odrazivost. Jak lze vidět na obr. 3, odrazivost závisí na velikosti jednotlivých sněhových zrn a dále také na jeho vlhkosti a obsahu nečistot. Pro letecké laserové skenování se obecně využívají především systémy využívající vlnové délky  $\lambda = 1064 \text{ nm}$  a  $\lambda = 532 \text{ nm}$ . Systémy pro pozemní laserové skenování využívají vlnové délky  $\lambda = 905 \text{ nm}$ .



Obrázek 3: Spektrální odrazivost sněhu pro různé velikosti sněhových zrn, převzato z Deems et al., 2013.

V souvislosti s odrazivostí sněhu byla diskutována možnost průchodu paprsku laseru určitou vrstvou sněhové pokrývky před jeho odrazem, což by mohlo výrazně ovlivnit výsledné naměřené hodnoty. Prokop (2008) i Deems a Painter (2006) ale dokazují, že laserový paprsek se odráží ne hlouběji než od svrchního 1 cm sněhové pokrývky, což je v porovnání s ostatními možnými zdroji chyb zanedbatelné.

#### 2.4.2.3 Pozemní laserové skenování

Výhodou systémů TLS je vysoká přesnost a fakt, že nejsou díky vlnovým délkám, které využívají, náchylné na změny počasí (Eckerstorfer et al., 2015). Naopak nevýhodou je vysoká pořizovací cena (v porovnání s fotogrammetrií), která navíc nutně zahrnuje GNSS jednotku a software. Systémy TLS jsou také limitovány velikostí a tvarem území, které mohou zkoumat – to je omezené na jeden svah či údolí v závislosti na umístění systému a možném zastínění zorného pole. Výběr umístění lidarů je také důležitý z hlediska minimalizace možných chyb vzniklých vzdáleností od měřených povrchů a úhlem dopadu laserových paprsků. Výběr a vhodnost umístění může představovat ve sněhem pokrytém terénu problém a musí být brána v úvahu před započítím výzkumu. Funkční dosah nejnovějších systémů TLS se podle Eckerstorfera et al. (2015) pohybuje okolo 5 km.

#### 2.4.2.4 *Letecké laserové skenování*

Nevýhodou leteckého laserového skenování je především jeho finanční náročnost. Celý systém zahrnuje to, co systém pozemní, plus navíc IMU a samotné letadlo, jeho pilota a palivo. Na druhou stranu cena za naměřenou plošnou jednotku je při výzkumu území větších rozměrů obhájitelná.

Mezi výhody leteckého laserového skenování pak patří například možnost měřit výšku sněhu i pod vegetačním pokryvem (Bhardwaj et al., 2016b). Tato schopnost se snižuje s hustotou tohoto pokryvu, ale pokud dostatečný počet paprsků projde až na povrch, jsou tato měření srovnatelná s těmi na otevřených prostranstvích (Deems et al., 2013). Tato vlastnost nabízí zajímavou možnost uplatnění leteckého laserového skenování při výzkumu sněhové pokrývky v lesích poškozených například kůrovcem či lesními požáry. Pro co nejvyšší pravděpodobnost průchodu svazku paprsků skrz vegetaci, je rozhodující úhel pod kterým měření probíhá (pokud možno rovnoběžné s růstem kmenů stromů), nízká divergence paprsku a vysoká frekvence měření.

S tím také souvisí důležitost naplánovat ideální dráhu letu a tím minimalizovat možné chyby pramenící z nevhodných úhlů dopadu a odrazu paprsku, obzvláště v oblastech s členitým reliéfem (Deems a Painter, 2006).

#### 2.4.3 *Srovnání metod*

Srovnání hlavních pozitiv a negativ popsanych metod shrnuje tabulka 1. Při výběru metody je nutné uvážit celou řadu faktorů, jako například časové, finanční a personální možnosti, charakteristiky zkoumané lokality a požadované časové a prostorové rozlišení a přesnost. Některé tyto faktory jsou mezi jednotlivými metodami srovnatelné, ale některé musí být posouzeny ve vztahu k dané lokalitě a cíli výzkumu. Proto není toto hodnocení platné ve všech případech a sloužit by mělo jako nástin srovnání nároků, limitací a možností popisovaných metod.

	Rozloha území	Přesnost měření	Prostorové rozlišení	Cena	Náchylnost na vlivy počasí	Náročnost na obsluhu
Letecká fotogrammetrie	1	2	2	2	2	3
Bližká (UAV) fotogrammetrie	3	2	1	1	3	2
Letecké laserové skenování	1	2	2	3	2	3
Pozemní laserové skenování	2	1	1	2	1	1

*Tabulka 1: Srovnání představených metod měření výšky sněhu ve vybraných kategoriích, vlastní zpracování na základě vědecké literatury, 1 znamená nejlepší hodnocení, 3 nejhorší. Další charakteristiky, jako je například časová náročnost měření, musí být posouzeny individuálně pro každou lokalitu.*

### Příklady možného využití

Letecká fotogrammetrie: Výzkum obtížně dostupné oblasti o rozloze v řádu 10 km<sup>2</sup>. Nutnost zajištění odborného personálu, vysoké náklady.

Bližká fotogrammetrie (UAV): Relativně levný výzkum oblasti o rozloze maximálně okolo 1 km<sup>2</sup> s důrazem na vysoké časové i prostorové rozlišení. Náchylné na nepříznivé počasí.

Letecké laserové skenování: Podobné využití jako u letecké fotogrammetrie, přesnější, nicméně ještě více finančně náročnější

Pozemní laserové skenování: Výzkum části povodí či lavinového svahu o rozloze jednotek km<sup>2</sup>, nutnost zvolení výchozí pozice s dobrou dohledností. Oproti bližké fotogrammetrii dražší, avšak přesnější a méně náchylné na počasí.

## 3 Materiál a metody

### 3.1 Úvod

Následující kapitola je věnována fyzickogeografické charakteristice území. Charakterizováno je jak povodí Filipohuťského potoka, ve kterém se zájmové území nachází, tak lokalita samotná. Důraz je kladen na faktory, které mají zásadní vliv na akumulaci a odtávání sněhové pokrývky. Část této kapitoly je také věnována hydrografické a hydrometrické charakteristice povodí, jelikož se jedná o první práci zabývající se přímo povodím Filipohuťského potoka.

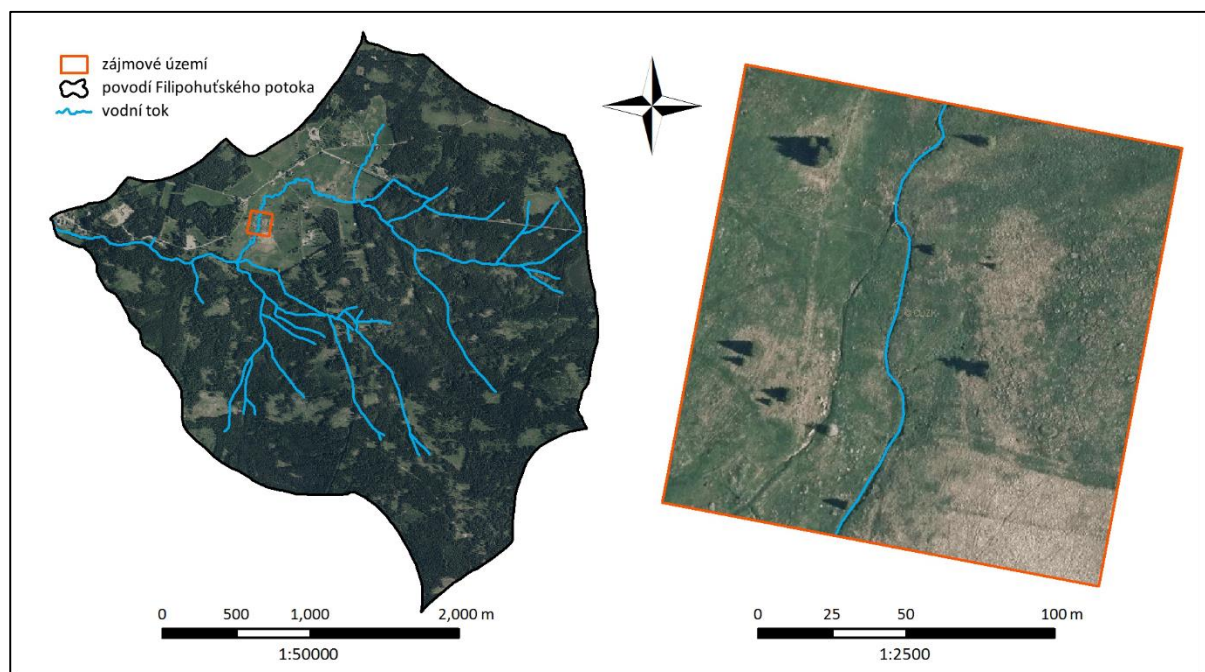
### 3.2 Výběr lokality

Výběr části území Filipohuťského potoka byl podpořen několika faktory, které z něj učinily vhodnou lokalitu pro výzkum. V první řadě se jedná se o oblast s dostatkem sněhových srážek. Ty tvoří v oblasti centrální Šumavy průměrně zhruba 40 % z celkového ročního úhrnu (Hanková 2008) a sněhová pokrývka se zde dle dat ze stanic ČHMÚ vyskytuje pravidelně každý rok. Povodí Křemelné a Vydry, ve kterém lokalita leží, jsou navíc dlouhodobě zkoumána katedrou fyzické geografie a geoekologie (KFGG) Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy a tato konkrétní lokalita leží v blízkosti dalších zájmových území a měřících stanic provozovaných KFGG (Ptačí potok, meteorologická stanice Modrava). Na Filipohuťském potoce je také od května roku 2014 v provozu hladinoměr a další výzkum tohoto povodí bude kladně přispívat k dlouhodobému zájmu o tuto oblast. Dalším faktorem jsou morfologické charakteristiky zájmového území, které jsou relativně variabilní a lze tak předpokládat, že budou mít měřitelný vliv na odtávání sněhové pokrývky. Zároveň se jedná o lokalitu, která svojí nadmořskou výškou, sklonitostí a do jisté míry i expozicí dobře reprezentuje charakter otevřených ploch v tomto povodí a její výzkum má tak potenciál přispět k popisu této části povodí. Posledním faktorem je jistě i dobrá dostupnost lokality osobním vozidlem, která usnadňuje bezpečnou dopravu materiálu (především bezpilotního letounu) na místo.

### 3.3 Fyzickogeografická charakteristika zájmového území

#### 3.3.1 Geografická poloha

Lokalita výzkumu se nachází v severozápadní části katastrálního území obce Filipova Huť v okrese Klatovy v Plzeňském kraji. Filipova Huť leží v centrální části pohoří Šumava v šumavském národním parku. Rozloha zkoumaného území je 2,25 *ha*. Jedná se o čtvercovou plochu o velikosti hrany  $a = 150\text{ m}$ . Lokalita leží v povodí Filipohuťského potoka, který jí zároveň protéká. Průměrná nadmořská výška území, odvozená z digitálního modelu terénu pořízeného bezpilotním letounem (UAV – unmanned aerial vehicle), je 1077 *m n. m.* Poloha zájmového území v rámci povodí je znázorněna na Obr. 4.

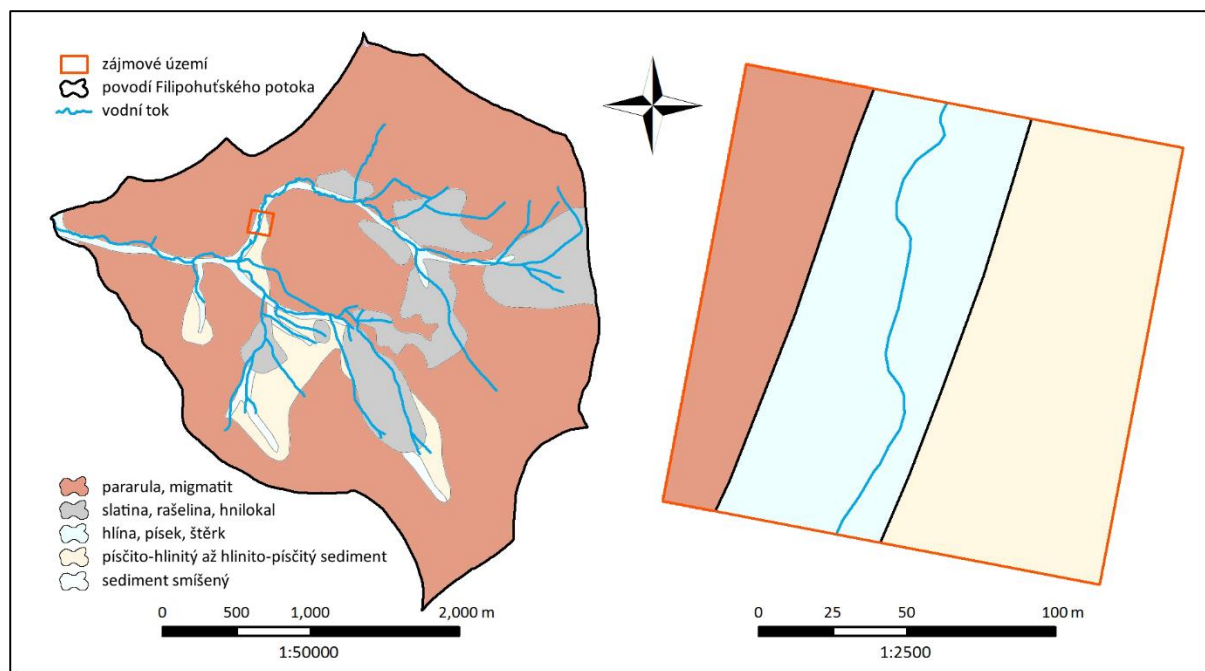


Obrázek 4: Ortofotomapa, zdroj dat: ČÚŽK, vlastní zpracování.

#### 3.3.2 Geologické a hydrogeologické poměry

Geologická stavba je jedním z faktorů ovlivňujících propustnost podloží a má tak vliv na odtokový režim povodí (Čurda 2009). Geologické poměry tohoto území popisuje do jisté míry například Pelc (1999), Čurda (2009) či Kachlík (2003), ale pouze obecně jako součást většího území. Zde uvedená charakteristika je tak v tomto měřítku první.

Šumava je budována dvěma základními geologickými jednotkami – moldanubikem Šumavy a moldanubickým plutonem (Böhm et. al, 2013). Moldanubický pluton je v blízkosti zájmové lokality zastoupen například granitovým masivem Vydry, který vystupuje za severozápadním okrajem povodí, nicméně to leží celé v oblasti jednotvárné jednotky šumavského moldanubika.

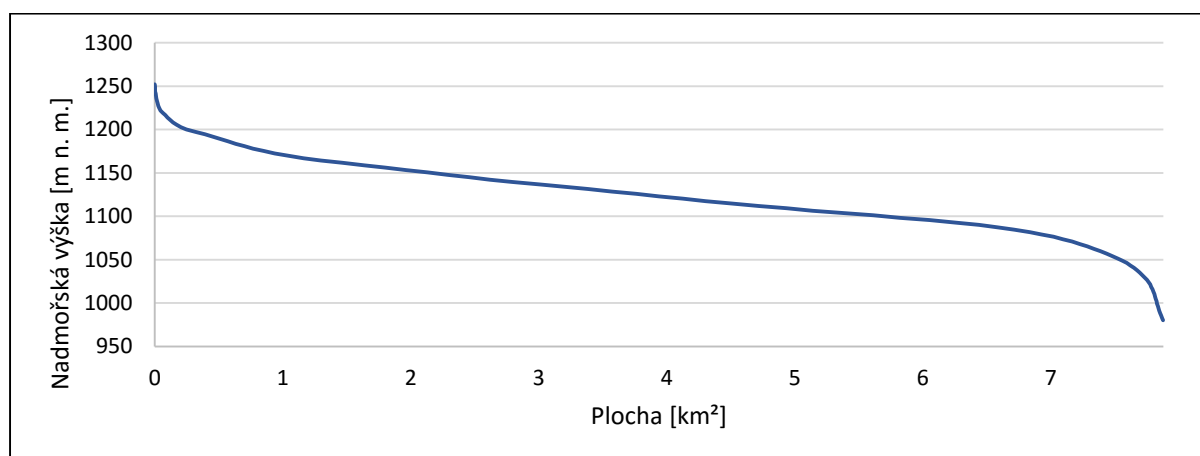


Obrázek 5: Mapa geologického podloží, zdroj dat: ČGS, vlastní zpracování.

Dle Geologické mapy ČR v měřítku 1:25 000, jsou pro něj charakteristické především sillimanit-biotitické pararuly v různém stádiu migmatizace od migmatizované sillimanit-biotitické pararuly na severu po cordierit-biotitické migmatity na jihu. Nachází se zde i několik intruzí menších těles středně až hrubě zrnitého porfyrického biotitického granitu (Pelc 1999). Na mírně až značně ukloněných svazích okolo Filipohuťského potoka a jeho přítoků nalezneme především kvartérní deluviální hlinitokamenité sedimenty. V rovinatějších oblastech povodí (viz obr. 11) a v pramenných oblastech vodních toků se vyskytují rašeliny o průměrné mocnosti 0,5 – 2,2 m (Pelc 1999). Jak je patrné z obr. 5, ve 20 až 60 metrů širokém pruhu okolo Filipohuťského potoka a jeho největšího levostranného přítoku převládají fluvialní jílovitopísčité hlíny až písčité štěrky s občasnými bloky hornin a deluviofluvialní písčitojílovité až písčité sedimenty. V pramenných oblastech vodních toků v jižní části povodí předcházejí rašelinám převážně jemnozrné smíšené deluviofluvialní sedimenty.

V rámci zájmového území je geologické členění značně jednodušší. V západní části je horninové podoží tvořeno oftalmitickým sillimanit-biotitickým migmatitem. Hlavní osu potoka kopíruje pruh fluviálních sedimentů různého složení a zrnitosti. Ve východní části území nalezneme hlinitokamenité deluviální sedimenty.

V metamorfitech šumavského moldanubika je z hydrogeologického hlediska nejdůležitější přípovrchová zóna rozvolnění a rozpukání hornin spolu se zvětralinovým pláštěm (Kadlecová a Burda 1999). V zde přítomných pararulách a migmatitech převládá puklinová porozita, průlinová porozita je vázaná pouze na zvětralinový plášť a oblasti kvartérních sedimentů. Jak uvádí Kadlecová a Burda (1999), průměrná transmisivita dosahuje v horninovém prostředí pararul a migmatitů  $2,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a v oblasti kvartérních fluviálních a diluviálních sedimentů se díky jejich malé mocnosti pohybuje mezi  $10^{-5}$  –  $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Rašeliniště mají typicky transmisivitu ještě nižší – méně než  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Směr proudění podzemní vody téměř bez výhrady odpovídá sklonu terénu.



Obrázek 6: Hypsografická křivka povodí Filipohuťského potoka, zdroj dat: ZABAGED, vlastní zpracování.

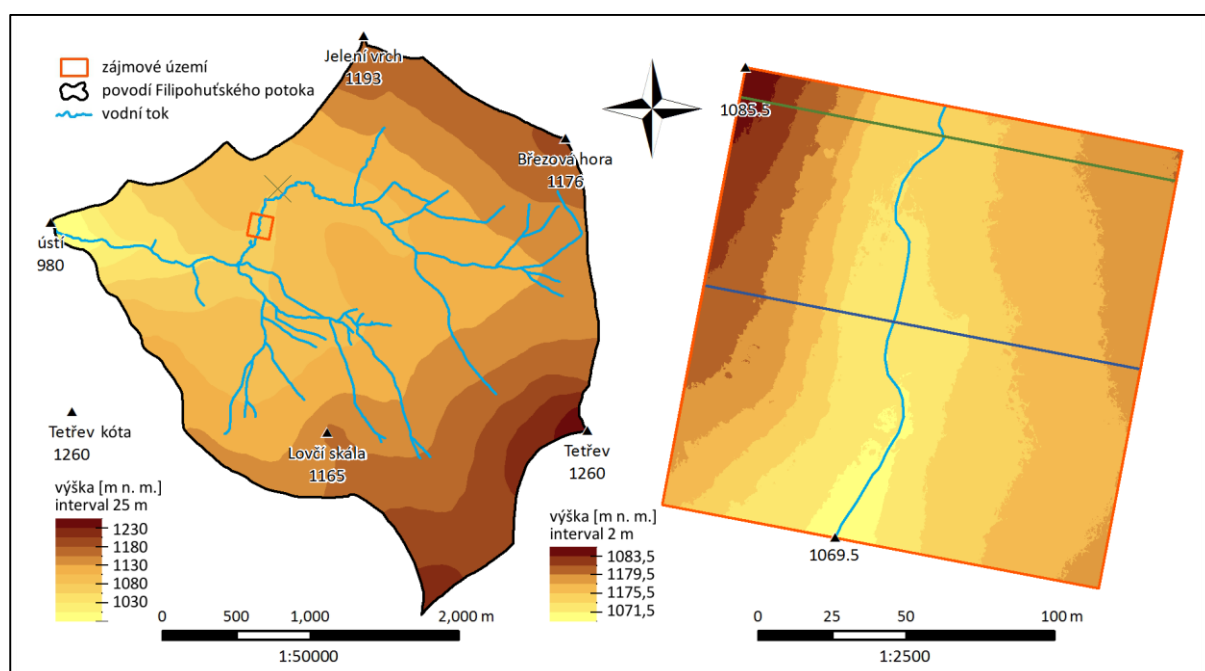
### 3.3.3 Morfologická charakteristika

Povodí Filipohuťského potoka náleží geomorfologickému okrsku Kvildské pláně, který je součástí podcelku Šumavské pláně. Má charakter náhorní plošiny s průměrnou nadmořskou výškou 1126,6 m a relativní výškovou členitostí 280 m. Dle výškopisné části modelu území Základní báze geografických dat (ZABAGED) je nejvyšším vrcholem povodí na jihovýchodě Tetřev s nadmořskou výškou 1260 m a nejnižším bodem je ústí Filipohuťského potoka do Modravského ve výšce 980 m n. m.



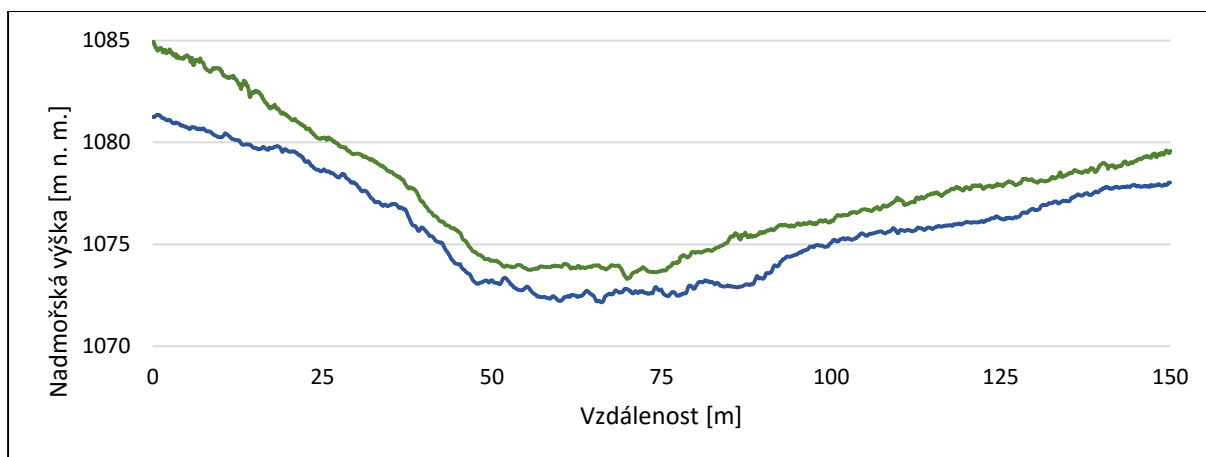
Výškovým poměrům se věnuje obr. 7 a také hypsografická křivka na obr. 6, která ilustruje plošnou četnost rozložení jednotlivých nadmořských výšek v povodí. Zhruba 80 % plochy povodí leží v nadmořské výšce 1075 – 1175 m.

Nejvýše položený bod zájmového území je jeho severozápadní cíp, který leží ve výšce 1085,5 m n. m. Nejnižše položený bod je místo, kde Filipohuťský potok opouští zájmové území a to ve výšce 1069,5 m n. m. Výškové poměry jsou znázorněny na obr. 7. Vetší výškovou členitost vykazuje pravý břeh zájmového území, jak je patrné i z příčných profilů na obr. 8. Ty jsou vedeny 10 m (zelený) a 75 m (modrý) od severní hranice území.



Obrázek 7: Výškopisná mapa, zdroj dat: ZABAGED a Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování.

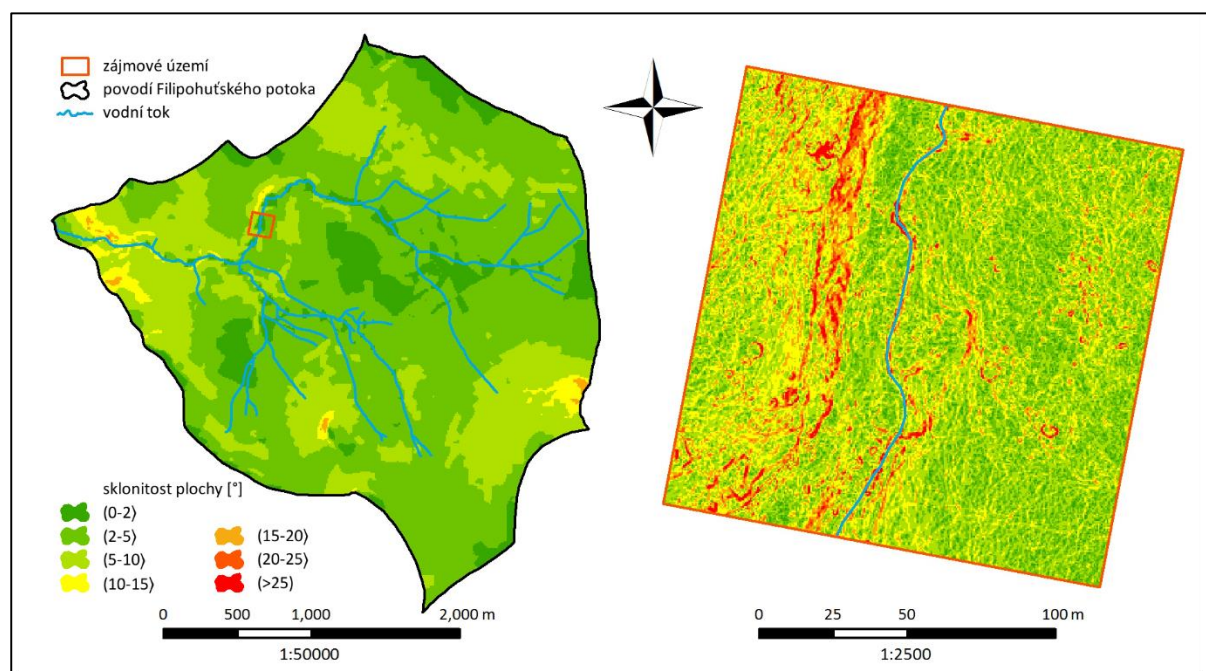
Povodí Filipohuťského potoka se vyznačuje relativně nízkou sklonitostí svahů, příznačnou pro tuto část Šumavy. Rovinné plochy se sklonem pod 2° tvoří 9,33 % z rozlohy povodí a mírně skloněné plochy se sklonem 2 – 5° zabírají celkem 61,56 % z rozlohy povodí. Na tyto plochy je vázán výskyt mokřadů (rašelinišť). 94,23 % z jejich celkové rozlohy, což představuje přes 121 ha, se nachází na plochách se sklonem pod 5°.



Obrázek 8: Příčný profil zájmovým územím dle řezů na obr. 7, zdroj dat: Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování.

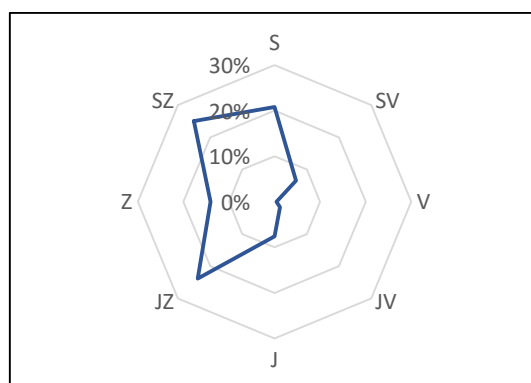
Pro analýzu sklonitosti zájmového území bylo použito digitálního modelu povrchu (DMP) s pixely o velikosti hrany  $a = 0,5\text{ m}$ . Výsledek je součástí obr. 9, na kterém můžeme pozorovat především rozdíly mezi pravým a levým břehem Filipohuťského potoka.

Na pravém břehu je hlavním prvkem přechod mezi sklonitými (zhruba 10-15 stupňů) plochami na západě a rovinnými plochami v bezprostřední blízkosti potoka. Tento přechod je tvořen příkrým svahem táhnoucím se po celou dobu ve vzdálenosti 15 – 25 m od koryta. Část území na levém břehu je kromě několika příkřejších svahů charakteristická mírnou sklonitostí.



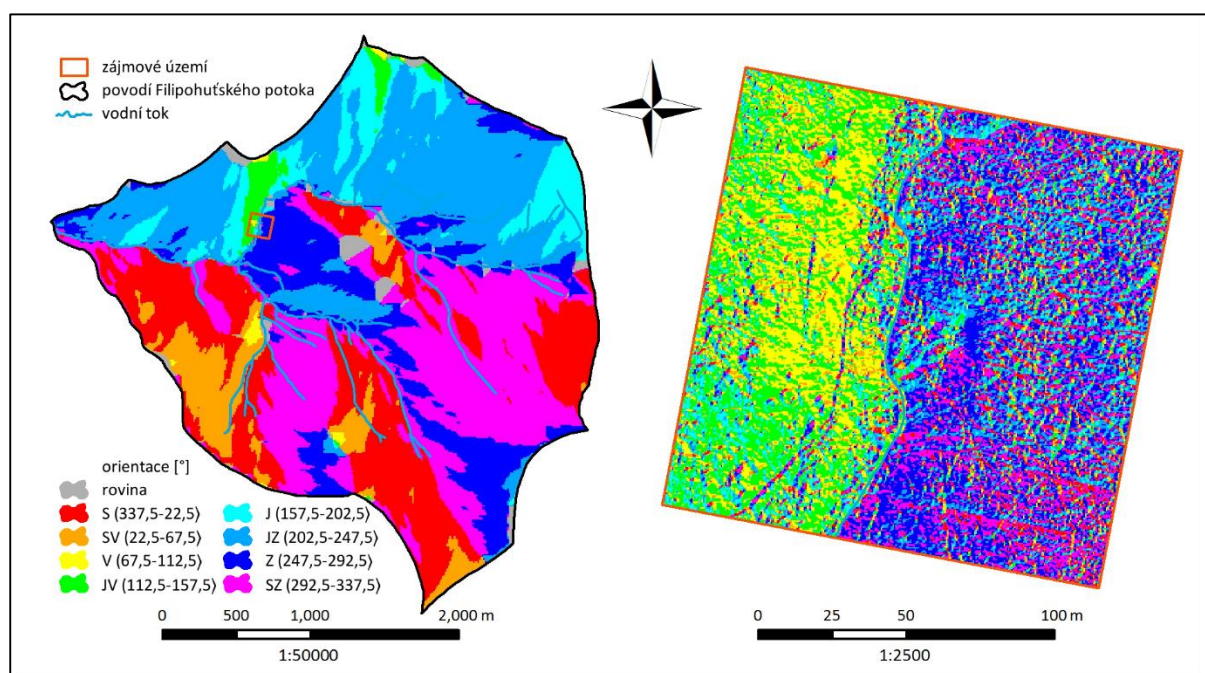
Obrázek 9: Mapa sklonitosti, zdroj dat: ZABAGED a Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování.

Orientace svahu vůči světovým stranám (expozice) je důležitá jak pro fázi akumulace sněhu, protože ovlivňuje lokální povětrnostní podmínky, tak pro fázi tání, hlavně kvůli vlivu na množství dopadajícího slunečního záření. Situace v povodí Filipohuťského potoka je vyobrazena na obr. 11. Celé povodí je odvodňováno směrem na západ a převládají tak svahy exponované na severozápad a jihozápad, což je patrné i z obr. 10. Celkově tvoří severozápadní a jihozápadní svahy 48,9 % plochy povodí.



Obrázek 10: Zastoupení orientací svahů v povodí, zdroj dat: ZABAGED, vlastní zpracování.

Expozice svahů zájmového území je stejně jako v předchozí kapitole vypočítána nad resamplovaným DMT. Zájmové území je korytem Filipohuťského potoka rozděleno na dvě hlavní jednotky – pravý břeh je ukloněn na jihovýchod až východ a levý břeh na jihozápad až severozápad. Jako rovina jsou pro popis sklonitosti definovány plochy se sklonem  $0^\circ - 1^\circ$ .



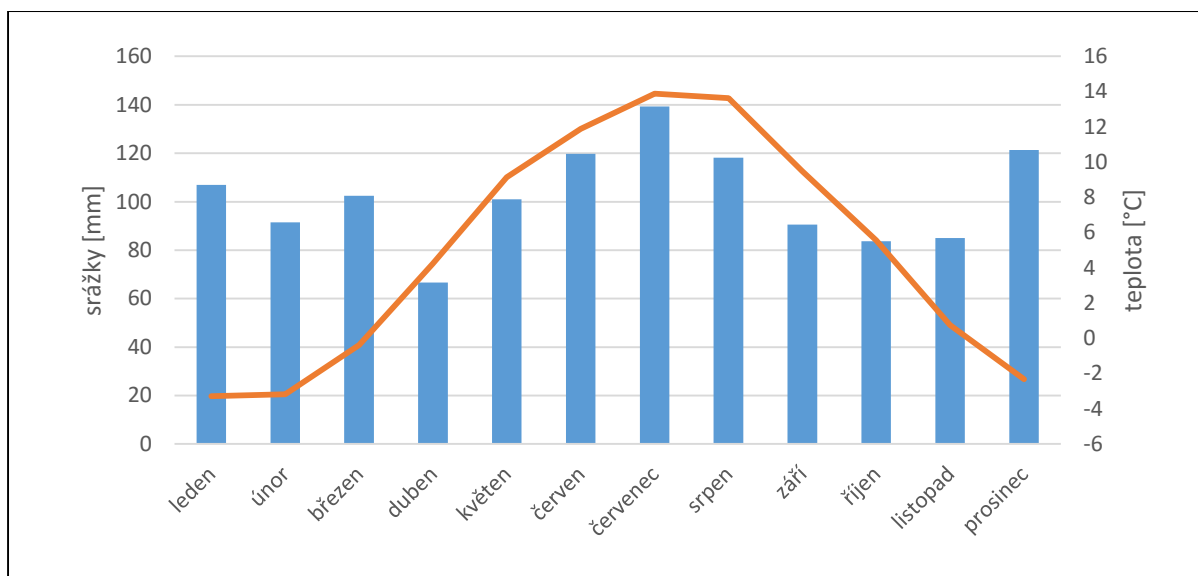
Obrázek 11: Mapa expozice svahů, zdroj dat: ZABAGED a Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování.

### 3.3.4 Klima

Dle mapy klasifikace Quitta (1971) spadá drtivá většina povodí Filipohuťského potoka do třídy CH6, jejíž vybrané charakteristiky jsou uvedeny v tabulce 2. Části hřbetu v nejjižnější část povodí táhnoucí se od vrcholu Tetřev směrem k Lovčí skále (viz obr. 7) náleží zhruba od výšky 1160 *m n. m.* do třídy CH4. Dle klasifikace klimatických regionů pro účely bonitace zemědělského půdního fondu náleží celé území do regionu CH. Ten je charakteristický pro horské oblasti a vyznačuje se průměrnou roční teplotou  $< 5^{\circ}\text{C}$  a průměrným ročním srážkovým úhrnem  $> 800 \text{ mm}$ . Dle dat ČHMÚ činí dlouhodobý roční průměr srážek z let 1985-2014 ve Filipově Huti 1226,3 *mm*. Dlouhodobá průměrná roční teplota na meteorologické stanici Churáňov, která je od hranice povodí vzdálena zhruba 7 *km*, je pak 4,99  $^{\circ}\text{C}$ . Podrobnější klimatické charakteristiky jsou zobrazeny na obr. 12.

Vybrané charakteristiky	oblast CH6	oblast CH4
počet letních dnů	10-30	0-20
počet dnů s $T_{prům} > 10^{\circ}\text{C}$	120-140	80-120
počet mrazových dnů	140-160	160-180
počet ledových dnů	60-70	60-70
$T_{prům}$ v lednu [ $^{\circ}\text{C}$ ]	-4 - -5	-6 - -7
$T_{prům}$ v červenci [ $^{\circ}\text{C}$ ]	14-15	12-14
průměrný počet dnů se srážkami $> 1 \text{ mm}$	140-160	120-140
srážkový úhrn ve vegetačním období [mm]	600-700	600-700
srážkový úhrn v zimním období [mm]	400-500	400-500
počet dnů se sněhovou pokrývkou	120-140	140-160

Tabulka 2: Vybrané charakteristiky klimatických oblastí dle Quitta (1971), vlastní zpracování



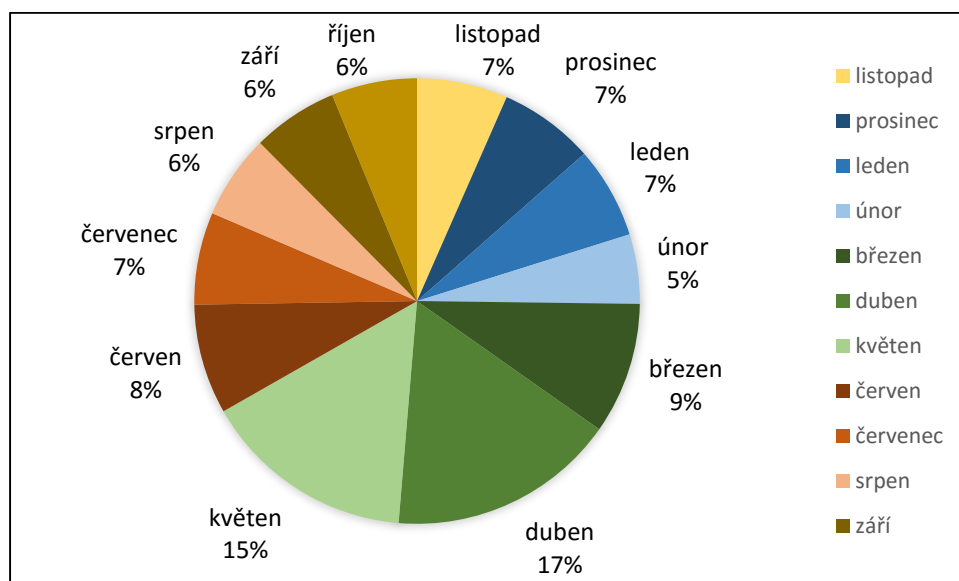
Obrázek 12: Klimadiagram dlouhodobých srážkových a teplotních průměrů z let 1985-2014 ze stanic ČHMÚ Churáňov (teploty) a Filipova Huť (srážky), zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.

### 3.3.5 Hydrologické poměry

Zájmové území se nachází v povodí Filipohuťského potoka (dříve nazývaného Hanif Bach), který pramení v Tetřevské slati severně od vrcholu Tetřev (1260 *m n. m.*) ve výšce zhruba 1150 *m n. m.* Povodí Filipohuťského potoka má rozlohu téměř 7,9 *km*<sup>2</sup> a jeho celková délka od pramene k ústí je 4,85 *km*. Průměrný roční průtok v ústí činí dle práce Čurdy (2012) 0,409 *m*<sup>3</sup> \* *s*<sup>-1</sup>, ale tento údaj zatím není potvrzen novými měřeními. Ty jsou na Filipohuťském potoce provozovány KFGG od roku 2014, ale zatím nejsou data dostatečně konzistentní a není vytvořena dostatečně přesná konsumpční křivka.

Od svého pramene teče potok 2 *km* na západ, aby se pod Filipovou Hutí stočil na jih a po dalších asi 700 *m* pokračoval opět západním směrem až k Modravě, kde se ve výšce 980 *m n. m.* vlévá do Modravského potoka. Modravský a Roklanský potok dávají po dalších zhruba 150 *m* svým soutokem za vznik řece Vydře. Od soutoku Vydry s Křemelnou se řeka nazývá Otava. Ta se po dalších 111,7 *km* vlévá do Vltavy jako její levostranný přítok. Filipohuťský potok je tak tokem VI. řádu. Vybrané charakteristiky povodí Filipohuťského potoka jsou pro přehlednost uvedeny v tabulce 3. Druhým nejdelším vodním tokem v povodí Filipohuťského potoka je jeho bezejmenný levostranný přítok, který se do něj vlévá po 3,4 *km* a jehož délka je 2,08 *km* (dále viz obr. 14).

Vzhledem k absenci dat o průtoku na samotném Filipohuťském potoce jsou další odtokové charakteristiky zmíněné v této kapitole vypočtené pro řeku Vydru po stanici Modrava, do jejíhož povodí Filipohuťský potok patří.

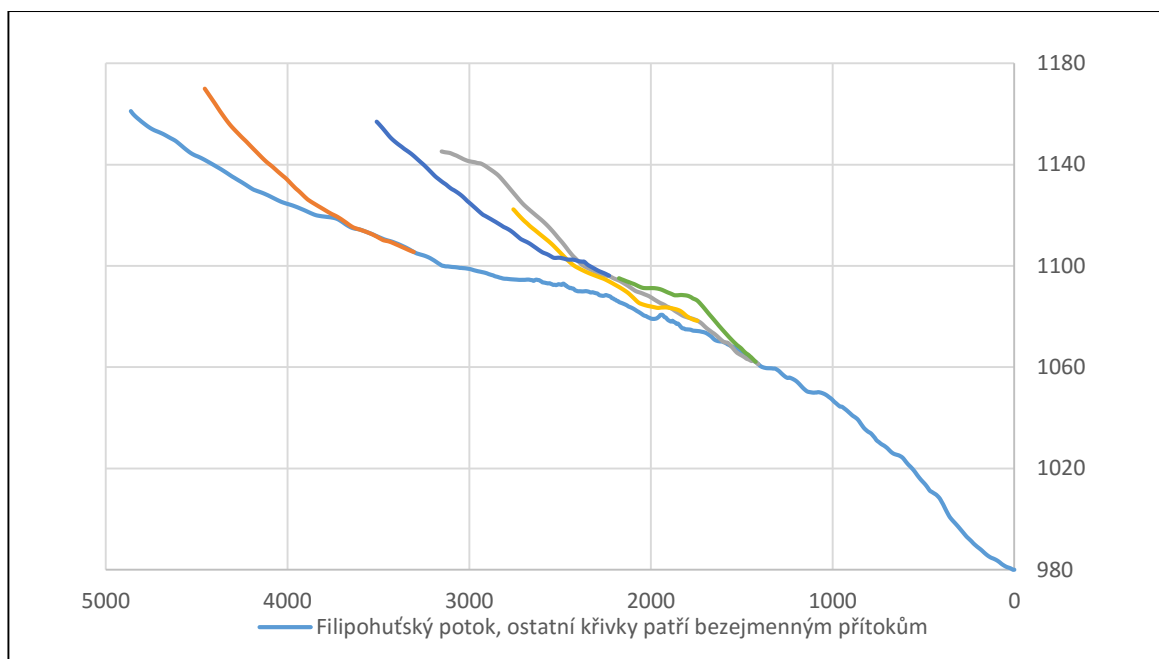


Obrázek 13: Průměrný podíl měsíčních odtoků v průběhu roku za období 1985-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMI, vlastní zpracování

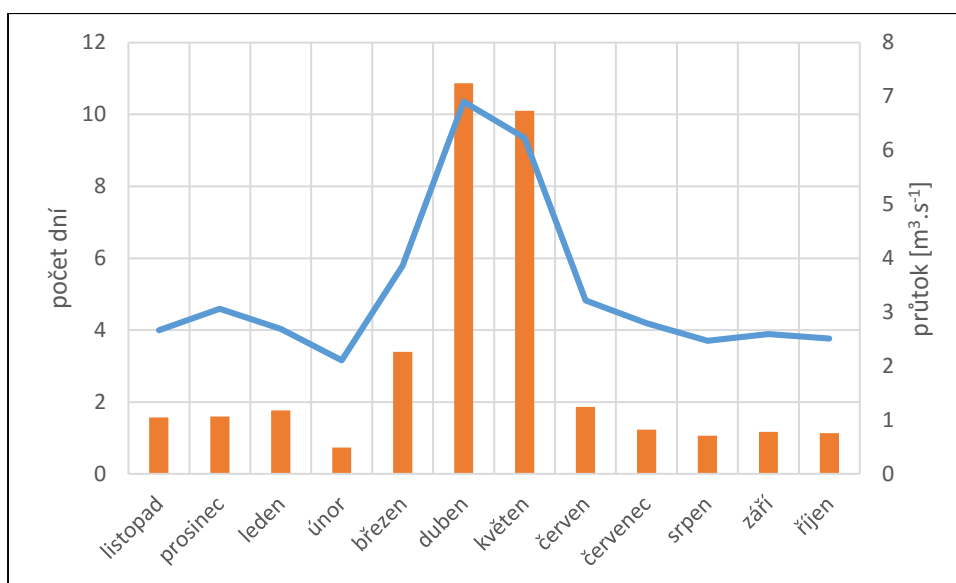
Maxima odtoku dosahují vodní toky v této oblasti v jarních měsících jak je vidět na obr. 13. Hlavním zdrojem vodnosti je v tomto období tání sněhové pokrývky. Od března do června odteče téměř polovina z celkového ročního odtoku. Průměrné měsíční průtoky jsou zobrazeny na obr. 15. spolu s průměrným počtem dní v jednotlivých měsících s průměrnými průtoky většími než 90% ostatních ( $Q_{0,1} = 7,082 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Plocha povodí	7,881 km <sup>2</sup>
Délka rozvodnice	12,237 km
Celková délka vodních toků	17,65 km
Nejvyšší kóta	1260 m n. m.
Nejnižší kóta	980 m n. m.
Průměrný spád FH potoka	3,5 %
Hustota vodních toků	2,24 km * km <sup>-2</sup>

Tabulka 3: Vybrané charakteristiky Filipohuťského potoka a jeho povodí, zdroj dat: DIBAVOD, vlastní zpracování



Obrázek 14: Rozvinutý podélný profil Filipohuťského potoka s přítoky delšími než 600 m, zdroj dat: DIBAVOD a ZABAGED, vlastní zpracování



Obrázek 15: Průměrné měsíční průtoky a průměrný počet dní za rok s průtokem v prvním decilu za období 1985-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMI, vlastní zpracování

Potok zájmovým územím protéká od severu k jihu a rozděluje jej zhruba na 2 poloviny – západní část představuje s rozlohou  $\sim 0.99$  ha asi 44 % území a východní část s  $\sim 1.26$  ha zbylých 56 %. V horní třetině území se z potoka odkloňuje uměle vytvořený náhon, který napájí vodní nádrž nacházející se za jižním okrajem území. V místě kde se rameno odpojuje od potoka, je hladina nadržována malým kamenitým stupněm. Rameno i nádrž byli mezi lety



2012 a 2015 revitalizovány. Náhon se zde podle archivních leteckých snímků z roku 1949 vyskytoval už tehdy, avšak není z dostupných zdrojů jasné, zda napájel zmíněnou nádrž či zda tekla až do bývalého mlýna ležícího zhruba 400 metrů na jihozápad.



*Obrázek 16: Filipohuťský potok v únoru.*

### 3.3.6 Půdní pokryv

Půdní pokryv je výsledkem transformační činnosti organismů, vody, vzduchu a sluneční radiace (Horník 1986) na svrchní části zemské kůry, reprezentované matečnou horninou. Zároveň se jedná o složku biosféry, která ve velké míře ovlivňuje odtok a hydrogeologické vlastnosti území.

V povodí Filipohuťského potoka se na substrátu tvořeném především pararulami a migmatity vyvinuly silně kyselé a podzolované hnědé půdy, rezivé půdy a ojediněle rankery (Tomášek 1999). Hlavními půdotvornými procesy jsou zde rašelinění, podzolizace a bioturbace (Kocum 2012). Převládající půdní jednotkou je v celém povodí humusový podzol, který je charakteristický hlubokým iluviálním horizontem Bh. Jedná se o lehčí středně těžkou až lehkou půdu se střední až silnou vododržností. Podle Půdní mapy ČR v měřítku 1:50 000 (1996) nalezneme v okolí vodních toků na deluviofluviálních sedimentech různé subtypy glejů – především glej podzolovaný či glej zrašelinělý. Oba tyto subtypy se řadí ze zrnitostního hlediska mezi půdy těžké, mají vysoký obsah humusu a jsou silně vododržné.



Nezanedbatelnou půdní jednotkou vázanou na oblast rašelinišť jsou přechodové oligotrofní rašeliništní půdy (organozemě). Celková plocha těchto půd tvoří přes 16 % plochy povodí. V menší míře se zde vyskytuje na severozápadě povodí rezivá půda a v okolí vrcholu Tetřev hnědé rankery. Ranker typický se pak objevuje také na západním svahu na východ od zájmového území. Na zájmovém území samotném převládá kyselý pseudoglej spolu se zrašeliněným glejem.

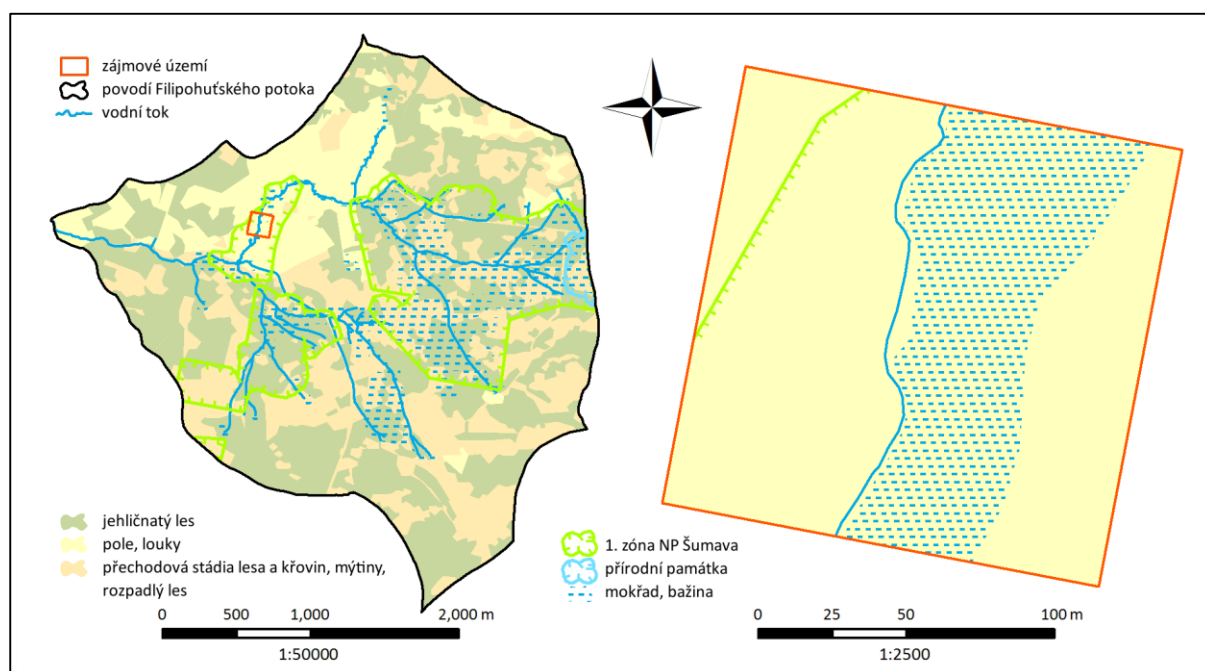
### 3.3.7 Biogeografie, land use a land cover

Celé povodí leží na území Národního parku Šumava, přičemž jak je vidět na obr. 18, jeho části včetně zájmového území leží i v 1. zóně národního parku. Předmětem ochrany jsou zde mokřadní společenství Tetřevské a Filipohuťské slati a dalších rašelinišť. Tyto lokality jsou chráněny také Ramsarskou úmluvou a část Tetřevské slati je zároveň vedena jako přírodní památka. Celé povodí spadá do ptačí oblasti Šumava a pod oblast chráněné akumulace vod CHOPAV. Zalesněnost povodí dosahuje 82 %. Potenciální přirozenou vegetací jsou v této oblasti acidofilní horské bučiny, smrkové bučiny a podmáčené smrčiny, v menší míře vrchoviště a přechodová rašeliniště a ve vyšších nadmořských výškách pak třtinové smrčiny. Reálně nicméně převládají smrčiny či rozpadlé lesy po zasažení kůrovcem.



*Obrázek 17: Podzimní pohled na zájmové území ze severu.*

Na zájmovém území se nachází několik druhů stromů (viz obr. 4) – především smrků ztepilých (*Picea abies*) a bříz bělokorých (*Betula pendula*). V bylinném patře nalezneme kromě rostlin z čeledi lipnicovitých (*Poaceae*) a sítinovitých (*Juncaceae*) několik jedinců rodu hvězdnicovitých (*Asteraceae*) – bodláků. Na sušších stanovištích nalezneme také klikvu bahenní (*Vaccinium oxycoccos*). Ve východní části území rostou mechy z čeledi rašeliníkovitých (*Sphagnaceae*).



Obrázek 18: Mapa krajinného pokryvu a chráněných území, zdroj dat: ČÚZK, AOPK, vektorizace nad ortofotem, vlastní zpracování

Na lokalitě, kterou dnes prochází hranice 1. zóny Národního parku Šumava, se dle otisků císařského katastru dříve nacházely pastviny a pole a dokonce zde ještě na konci 40. let minulého století stála celkem tři stavení a procházela tudy cesta s mostem přes potok. S nejvyšší pravděpodobností tato stavení zchátrala a rozpadla se po odsunu německého obyvatelstva po druhé světové válce. Dnes je hospodářsky využívána (sečena) pouze část louky v jihozápadním cípu území (viz obr. 4). Zbytek pozemků je v katastru nemovitostí veden jako plochy trvalého travního porostu a vodní respektive zamokřené plochy a není nijak využíván. Na východ od zájmového území je konstrukce malého lyžařského vleku, vedle kterého se nachází v zimě upravovaná sjezdovka. Ta samotná do zájmového území již nezasahuje.

### 3.4 Měření dat

Měření dat probíhalo na daném území prvním rokem a bylo organizováno KFGG. V první fázi bylo v rámci zájmového území vytyčeno 8 latí, které měly za úkol sloužit jako vlíčovací body (GCPs – ground control points) pro georeferencování snímků pořízených pomocí fotoaparátu z UAV a zároveň zlepšovaly orientaci v prostoru při manuálních měřeních. Horní části latí byly pro lepší rozpoznatelnost označeny barevným sprejem a jejich přesné pozice byly zaznamenány pomocí vícefrekvenčního GNSS přijímače. Ze snímků pořízených fotoaparátem umístěným na UAV byl následně metodou 'structure from motion' vytvořen DMT (tvorba nebyla součástí této práce, viz dále), který byl použitý pro analýzy morfologických charakteristik území a také jako povrch, který bude odečítán od pozdějších DMT sněhové pokrývky aby se zjistila její výška.

Pro účely měření výšky sněhové pokrývky sněhoměrnou latí bylo území překryto pravidelnou čtvercovou sítí o délce strany  $a = 175\text{ m}$  tak, aby měla měřená data přesah přes okraje samotného území. Měření probíhalo v osmi řadách a sloupcích vždy po  $25\text{ m}$ . Výsledkem pak bylo 64 bodů s údajem o výšce sněhu. Orientace v terénu probíhala pomocí ortofotomapy a zmíněných latí. Místa měření byla zaznamenávána pomocí běžně dostupného GPS přijímače. Hustota měření po  $25\text{ m}$  byla zvolena vzhledem k velikosti území a časové náročnosti měření tak, aby bylo možné stihnout za jeden den dopravit se na lokalitu, pořídit snímky pomocí UAV, změřit výšku sněhu sněhoměrnou latí a vrátit se zpět. Měření bylo zaznamenáváno s přesností na jednotky  $\text{cm}$ .

Pro úspěšné nasnímání území pomocí UAV bylo za potřebí označit kromě sněhoměrných latí další kontrolní body (GCP) – to bylo prováděno opět barevným sprejem, tentokrát přímo na sněhovou pokrývku. Pro účely validace vytvořeného DMT byly tyto body opět lokalizovány pomocí GNSS přijímače a byla v nich navíc změřena výška sněhové pokrývky manuálně sněhoměrnou latí. Hodnocení dat výšky sněhové pokrývky vytvořených pomocí UAV a tvorba těchto modelů je součástí práce Theodory Lendzioch (Lendzioch et al., 2016).

První návštěva lokality proběhla ještě za absence sněhové pokrývky. Byly umístěny zmíněné latě a provedeno první snímkování za účelem tvorby DMP. Další měření probíhala 19. 2. 2016 a 19. 3. 2016. Při každém výjezdu bylo také pomocí sněhoměrného válce a vah

provedeno měření SWE na několika lokalitách. Ty byly rovnoměrně rozmístěny po obou březích potoka a jejich poloha byla zaznamenávána opět pomocí GPS přijímače.

### 3.5 Metodika zpracování dat

Terénní měření výšky sněhové pokrývky byla zpracována pomocí softwaru ArcMap, R a Microsoft Excel. Cílem zpracování těchto dat bylo ověřit spolehlivost manuálního měření výšky sněhové pokrývky pro popis její variability v lokálním měřítku. V rámci práce byla hodnocena schopnost modelů výšky sněhové pokrývky, s různou hustotou vstupních údajů, zachytit její proměnlivost a celkový objem nad zájmovým územím.

DMP byl pro tvorbu mapy sklonitosti a expozice resamplován metodou bilinear resample na pixely o velikosti strany  $a = 0,5 \text{ m}$ . Tím se docílilo vyhlazení extrémních hodnot těchto veličin způsobených např. trsy trávy, které nereprezentují reálné hodnoty při pokrytí povrchu sněhovou pokrývkou.

Pro převod polohových údajů bodů měřených sněhoměrnou latí z GPS do rozhraní ArcMap bylo využito toolsetu Conversion Tools, konkrétně nástroje GPX to Features. Následně byly souřadnice bodů převedeny ze souřadnicového systému WGS84 do S-JTSK a manuálně jim byly přiřazeny změřené hodnoty výšky sněhové pokrývky. Po těchto úpravách mohly být použity jako vstupní data jednotlivých modelů.

Výchozí stavy zachycovaly modely výšky sněhové pokrývky, vytvořené pomocí geostatistické metody kriging z datasetů, čítajících vždy 64 měřených bodů v kroku  $25 \text{ m}$ . Na základě práce Huang, Wang a Hou (2015) byla zvolena konkrétně metoda ordinary kriging, která nevyužívá žádnou nezávislou proměnnou a patří mezi nejpoužívanější druhy krigingu (Kučerová, 2010). S těmito modely byly srovnávány ostatní vytvořené obdobně, ovšem z datasetů čítajících 32 a 16 měřených bodů, v kroku  $25 * \sqrt{2} \text{ m}$  respektive  $50 \text{ m}$ . Body pro jednotlivé modely byli vybrány tak, aby byla zachována pravidelnost sítě a zároveň se každý bod v dané úrovni modelování vyskytl jen jednou. Celkem bylo kromě výchozích vytvořeno 12 modelů – 4+4 v úrovni s chodem  $50 \text{ m}$  a 2+2 v úrovni s chodem  $25 * \sqrt{2} \text{ m}$ . Pro zjednodušení budou jednotlivé modely dále označovány jako  $M_{64}$ ,  $M_{32}$  a  $M_{16}$  a v případě nutnosti jejich rozlišení bude písmeno M nahrazeno písmenem B pro březnové měření a písmenem U pro únorové.

Důležitým předpokladem pro použití krigování je normalita rozložení vstupních dat. Jednotlivé datasety byly proto předem testovány na normalitu Shapirovým-Wilkovým testem (Shapiro a Wilk, 1965). Při zvolení hladiny významnosti  $\alpha = 0,05$  se u všech datasetů normalita nezamítla.

Po zhodnocení přesnosti jednotlivých modelů krigingu bylo použito vícenásobné lineární regrese, za vstupu vždy jednoho modelu  $M_{32}$  či  $M_{16}$  a dále tří faktorů, u nichž byl zkoumán jejich potenciální vliv na variabilitu výšky sněhové pokrývky. Zvolené faktory jsou: sklon, expozice a vzdálenost od vodního toku. Výsledkem regrese je rovnice 3.

$$M_{64} = a + b * M_{16(32)} + c * sklon + d * expozice + e * vzdálenost \quad (3)$$

Kde parametry a-e představují regresní koeficienty.

Sklon a expozice byly odvozeny z DMP vytvořeného UAV a vzdálenost od vodního toku byla reprezentována rastrem s euklidovskými vzdálenostmi od koryta Filipohuťského potoka. Expozice byla převedena na parametr  $E_{trans}$  dle rovnice 3 tak, aby lépe vystihoval radiační podmínky jednotlivých bodů. Tento parametr vychází z metodiky Jeníčka, Pevné a Matějky (2015).  $E_{trans}$  je bezrozměrnou veličinou a nabývá hodnot v rozpětí od 1 (pro jižní orientaci) po 0 (pro severní orientaci). Hodnoty 0.5 znamenají východní či západní orientaci (Murdychová, 2015).

$$E_{trans} = (\sin(E - (\pi / 2)) + 1) / 2 \quad (4)$$

Kde E je původní hodnota expozice ve stupních a  $E_{trans}$  je výsledný parametr.

Následně byly všechny tyto datové soubory (ve formě rastru) transformovány na z-skóry podle rovnice 4, pro jejich následnou srovnatelnost (Murdychová, 2015).

$$y_{ij} = \frac{x_{ij} - x_{prům}}{\sigma} \quad (5)$$

Kde  $y_{ij}$  je výsledná standardizovaná hodnota,  $x_{ij}$  je původní hodnota,  $x_{prům}$  je průměr a  $\sigma$  je směrodatná odchylka.

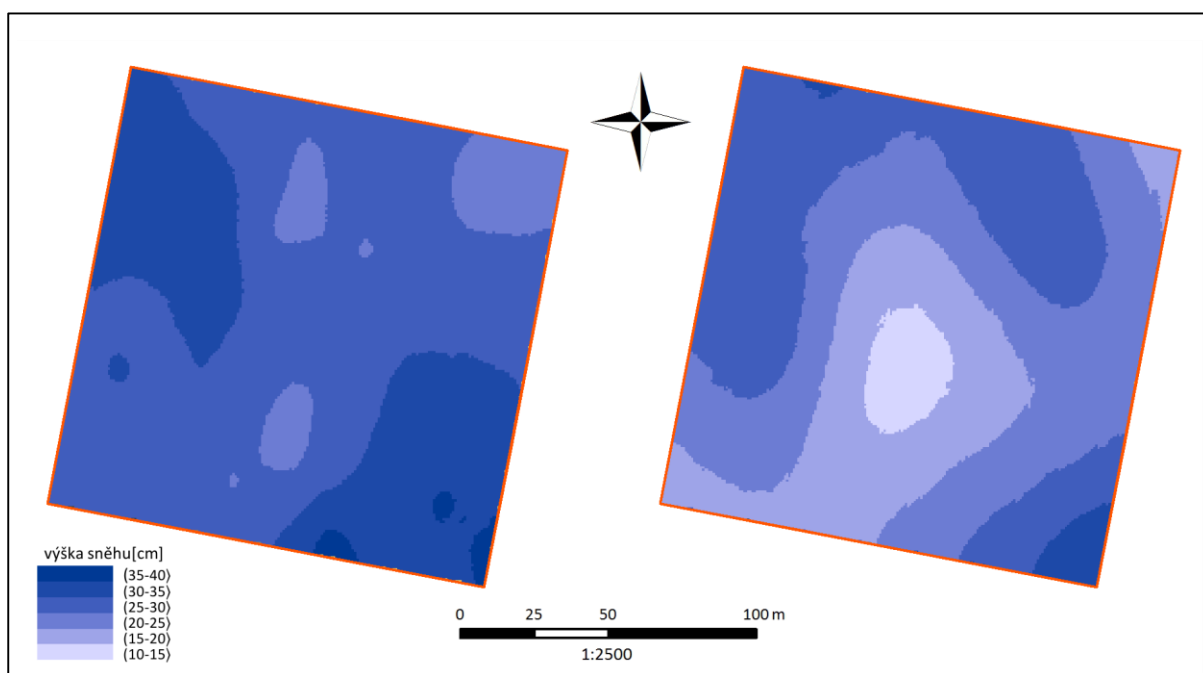
Vzdálenost od vodního toku byla zvolena jako jeden z faktorů, na základě hypotézy, že blízkost k útvarům povrchových i podzemních vod ovlivňuje lokální tepelné toky natolik, že má vliv na výšku sněhové pokrývky, zvláště při jejích nižších úhrnech a zimních teplotách pohybujících se často kolem 0 °C. Jelikož podrobná mapa hladiny podzemní vody není pro

zkoumanou lokalitu k dispozici, byla uvažována pouze vzdálenost od koryta Filipohuťského potoka.

## 4 Výsledky

### 4.1 Zhodnocení jednotlivých datových souborů výšky sněhu

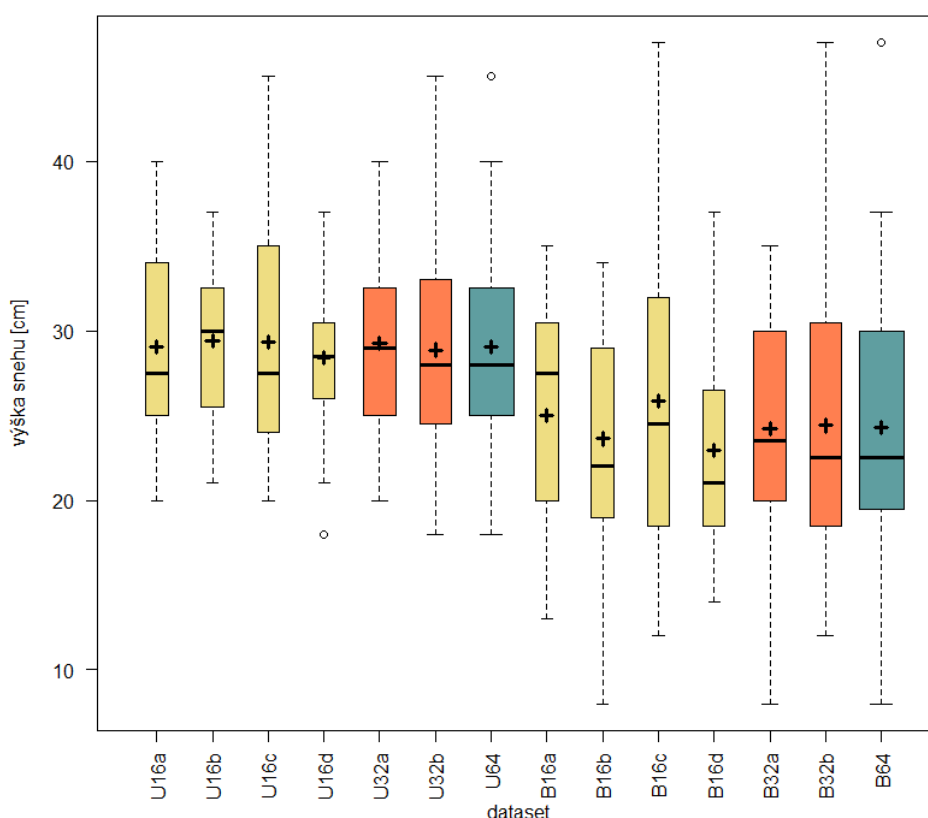
Rozložení sněhové pokrývky při jednotlivých měřeních znázorňuje obr. 18. Na obr. 19 je znázorněno statistické zhodnocení jednotlivých datových souborů. Lze pozorovat především snížení průměrné výšky sněhové pokrývky mezi prvním a druhým terénním měřením a také změnu její variability. Ta byla v březnu vyšší – směrodatná odchylka všech bodových měření byla v únoru 5,75 cm a v březnu 7,46 cm, což ukazuje na větší rozkolísanost výšek. Zároveň lze také pozorovat značnou variabilitu minim a maxim mezi jednotlivými datasety  $M_{16}$ , což dokazuje, že hustota měření v chodu 50 metrů není dostatečná pro popis variability sněhové pokrývky.



Obrázek 18: Výšky sněhu dle  $U_{64}$  (vlevo) a  $B_{64}$  (vpravo), zdroj dat: vlastní měření, vlastní zpracování

Průměrně se celkový objem sněhu odečtených z modelů vytvořených krigingem lišil od výchozích modelů  $M_{64}$  o 2,87 % u  $M_{16}$  (maximálně o 6,46 %) a 1,16 % u  $M_{32}$  (maximálně o 3,47 %). To poukazuje na uspokojivou přesnost modelace objemu sněhu na zájmovém

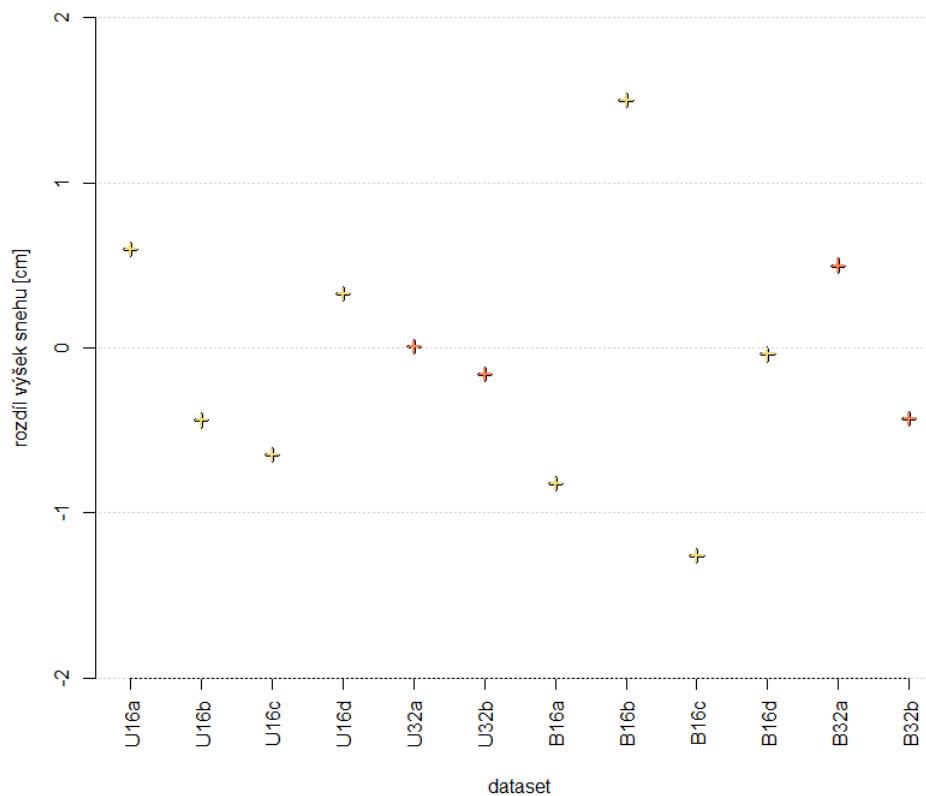
území i při nižší hustotě měření vzhledem k ostatním možným zdrojům chyb v měření. Průměrné rozdíly výšek sněhu jsou znázorněny na obr. 20. Pro všechny  $M_{32}$  je průměrný rozdíl menší než 1 cm, což dále dokazuje schopnost modelů s menší hustotou dostatečně dobře popisovat celkový objem sněhu na zájmovém území. Hodnoty střední kvadratické odchylky (RMSE) jednotlivých modelů jsou zobrazeny na obr. 21.



Obrázek 19: Krabicový graf (boxplot) vizualizující datové soubory pomocí kvartilů. Spodní a horní strany obdélníků reprezentují 1. respektive 3. kvartil, černá vodorovná linie medián, černý kříž průměr, svislé linie minimální a maximální hodnoty a odlehlé hodnoty jsou značeny kolečky.

## 4.2 Zhodnocení výsledků vícenásobné lineární regrese

Po vytvoření modelů za použití mnohonásobné lineární regrese se zmíněnými faktory se hodnoty střední kvadratické odchylky (RMSE) v porovnání s původními modely ve všech případech zmenšily. Porovnání těchto hodnot je znázorněno na obr. 21. Průměrně se RMSE snížila o hodnoty uvedené v tabulce 4.



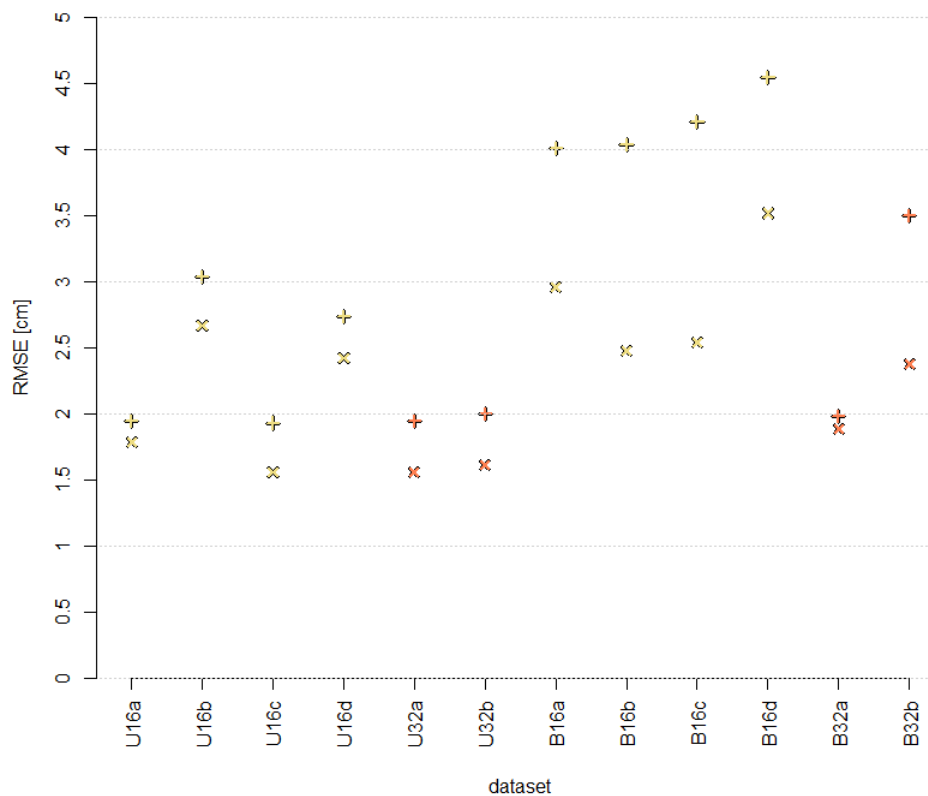
Obrázek 20: Průměrné rozdíly výšky sněhu jednotlivých modelů krigingu od odpovídajících M64 (únor, březen).

Snížení RMSE dokazuje, že vícenásobná lineární regrese se projevila pro účely vystižení variability výšky sněhu pozitivně. Nicméně jak je vidět z tabulky 5, závislosti na jednotlivých vybraných prediktorech, respektive jejich regresní koeficienty, jsou většinou velice nekonzistentní. Je tedy pravděpodobné, že toto zpřesnění je dáno pouze větší flexibilitou modelu, kdy lze pomocí lineární kombinace jednotlivých prediktorů získat vztah bližší modelu výchozímu. Zajímavá skutečnost vyplývající z těchto dat je porovnání velikostí regresních koeficientů sklonitosti a expozice vůči vzdálenosti od Filipohuťského potoka. Regresní koeficienty vzdálenosti jsou zpravidla větší, ale nicméně opět nedostatečně konzistentně.

	$U_{16}$	$U_{32}$	$B_{16}$	$B_{32}$
Snížení RMSE	12,7 %	19,7 %	31,8 %	18,3 %.

Tabulka 4: Průměrné snížení RMSE pro jednotlivé modely po vícenásobné lineární regresi.





Obrázek 21: Hodnoty střední kvadratické chyby (RMSE) pro modely vytvořené pomocí krigingu (symbol plus) a pro modely vytvořené spolu s dalšími faktory vícenásobnou regresí.

V tabulce 5 jsou také uvedeny hodnoty koeficientu determinace, které udávají, jaké procento z variability závislé proměnné se podařilo vysvětlit regresí. Vzhledem k velké rozkolísanosti hodnot regresních koeficientů je ale potřeba i tuto hodnotu brát s rezervou a považovat ji spíše za informativní.

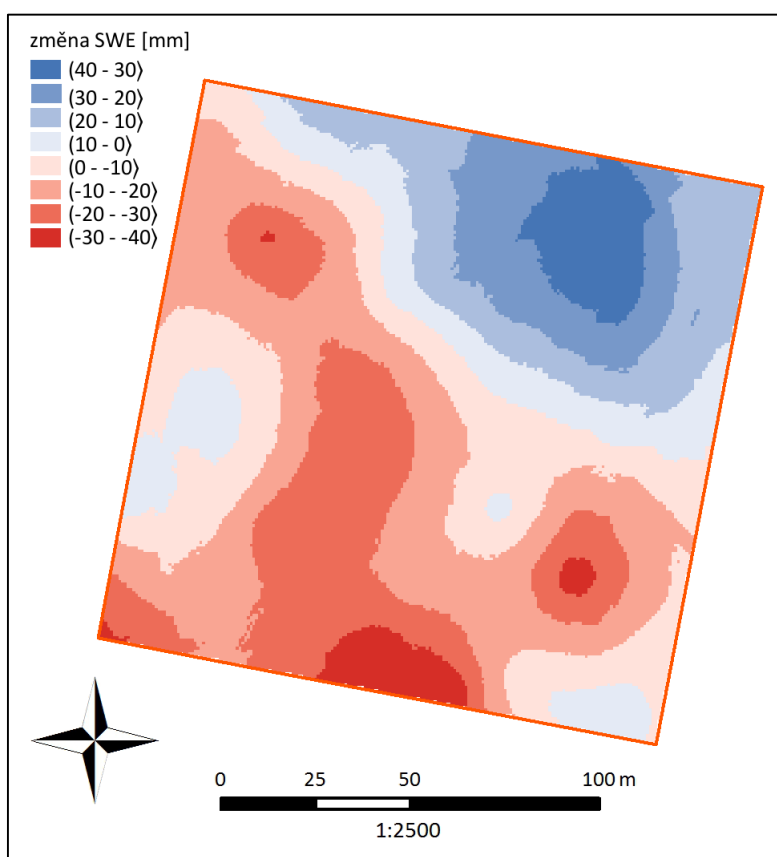
	model	sklonitost	expozice	vzdálenost	Průměr $R^2$
$U_{16}$	0,8 – 2,4	0 – 0,3	-0,4 – 0,2	0,1 – 1,3	47,2 %
$U_{32}$	2,3– 2,6	0 – 0,1	-0,1 – 0,1	-0,2 – 0,9	71,5 %
$B_{16}$	-1,2 – 3,6	-0,4 – 0,4	-0,5 – 0,1	-0,3 – 2,5	53,5 %
$B_{32}$	2,9 – 3,8	-0,2 – 0,2	-0,1 – 0,1	0,1 – 1,3	74,6 %

Tabulka 5: Intervaly regresních koeficientů pro jednotlivé modely. Vzdáleností je myšlena euklidovská vzdálenost od Filipohuťského potoka. Průměr  $R^2$  vyjadřuje průměr koeficientů determinace jednotlivých modelů.

### 4.3 Zhodnocení vývoje sněhové pokrývky za sledované období

Průměrná výška sněhu klesla za zkoumané období o 4,8 cm z původních 29,1 cm na 24,3 cm a vodní hodnota klesla z průměrných 76,9 mm na 72,3 mm. Rozdíl tedy představoval 4,6 mm. Pokles vodní hodnoty sněhu na zájmovém území ilustruje obr. 21.

Změna vodní hodnoty sněhu byla modelována pomocí vícenásobné lineární regrese s prediktory sklon, expozice a vzdálenost. Regrese vysvětlila dle koeficientu determinace pouze 8,1% variability těchto změn a RMSE výsledného modelu je 16,7 cm. Neschopnost modelu lépe zastihnout tuto změnu může být zapříčiněna tím, že v době mezi měřeními nedocházelo pouze k tání sněhové pokrývky, ale i k jejímu příbytku. Toto představuje bez zapojení dalších prediktorů značné zkomplikování modelace až její nemožnost.



Obrázek 22: Změna vodní hodnoty sněhu mezi 19.2.2016 a 19.3.2016 na zájmovém území.

## 5 Diskuze

Tato kapitola se věnuje vyhodnocení výsledků této práce a popisu možných chyb vzniklých v průběhu měření a zpracovávání dat.

Výsledky této práce mohou být ovlivněny chybami vzniklými při terénním měření výšky sněhu způsobenými lidským faktorem i nepřesností přístrojů. Možné chyby mohou pramenit z chybného odečítání výšky ze sněhoměrné latě, jejího přílišného či nedostatečného zapíchnutí do sněhové pokrývky popř. půdy, či nesprávnému zprůměrování hodnot. Tyto chyby se navíc mohou opakovat pro měření vodní hodnoty sněhu, čímž se ještě umocní. Dále je nutné vzít v úvahu komplikace spojené s pohybem v terénu, které můžou způsobit zaujetí sběru dat ve smyslu výběru lépe dostupných lokalit pro měření. Další chyby pak mohou pramenit z nedodržení pravidelnosti sítě měření, chybné lokalizaci jednotlivých bodů pomocí GPS či chybám při následných výpočtech (zaokrouhlování, různé datové typy, apod.).

Celkový objem sněhové pokrývky na zájmovém území dobře popisovali i modely s nižší hustotou vstupních dat. Objem sněhu odečtený z těchto modelů se lišil od výchozích  $M_{64}$  o 2,87 % u  $M_{16}$  (maximálně o 6,46 %) a 1,16 % u  $M_{32}$  (maximálně o 3,47 %). Při výšce sněhu okolo 25 cm, představují tyto průměrné hodnoty chybu ekvivalentní systematické chybě měření menší než 1 cm, která je při měření sněhoměrnou latí běžně možná. Oproti tomu zachycení variability sněhové pokrývky je u modelů s nižší hustotou měření znatelně horší, jak je popsáno v kapitole 4.2.

Variabilitu sněhové pokrývky v lokálním měřítku zkoumali například Grünwald et al. (2010), López-Moreno a Stähli (2008) či Murdychová (2015) ve své diplomové práci. Společným těžištěm těchto prací je snaha o nalezení prediktorů důležitých pro konzistentně přesnou modelaci variability výšky a tání sněhové pokrývky vícenásobnou lineární regresí či dalšími metodami. V této práci byly jako zkoumané prediktory zvoleny expozice, sklonitost a vzdálenost od vodního toku, které byli zařazeny i ve zmíněných pracích, ale nebyl prokázán dostatečně silný a konzistentní vztah ani pro jeden z nich.

Murdychová (2015) ve své práci nenalezla topografický faktor, který by výrazně ovlivňoval variabilitu sněhové pokrývky na otevřené ploše, což je v souladu s výsledkem této práce. U zmíněných topografických prvků (expozice, sklonitost) byl v práci Grünewalda et al. (2010) pozorován slabý vztah vůči tání sněhové pokrývky, který se ale v případě této studie nepotvrdil. Nejspíše je tomu tak z důvodu moc velkého časového rozestupu mezi jednotlivými měřeními, kdy mezi nimi došlo k tání i příbytku sněhové pokrývky. Grünewald et al., (2010) také zmiňují důležitost vlivu ploch bez sněhové pokrývky na proces akumulace a tání sněhu, nicméně ani vzdálenost od Filipohuťského potoka jako potenciálního zdroje energie pro tání sněhu se ve zkoumaném měřítku neprokázala.

Ovlivnění lokálních tepelných toků v území objekty bez sněhové pokrývky ale i objekty podzemní vody nicméně zůstává zajímavým tématem, potenciálně vhodným pro další výzkum.

Neprůkazné výsledky vícenásobné regrese mohou být způsobeny tím, že na lokalitě byla obecně tento rok relativně malá výška sněhové pokrývky a pozorované změny v ní nebyly příliš výrazné. Teploty také kolísaly okolo bodu tání a období ablace nebylo jasně definované, protože i po jeho začátku na lokalitě sněžilo. Grünewald et al., (2010) popisuje změnu důležitosti jednotlivých prediktorů na procesu tání v jeho průběhu a právě vysoce variabilní teplotní a srážkové podmínky mohou jejich definitivní určení komplikovat i na takto malé lokalitě. Potenciál pro další výzkum je zajisté ve větší časové hustotě měření a zapojení poznatků o vývoji teplot a srážek na lokalitě mezi jednotlivými měřeními.

## 6 Závěr

Cílem této bakalářské práce bylo zhodnotit současný stav výzkumu metod měření výšky sněhu s vysokým prostorovým rozlišením a na základě dat terénního měření zhodnotit variabilitu výšky sněhové pokrývky v lokálním měříku a určit dominantní faktory, které ovlivňují jí a odtávání sněhové pokrývky.

Zhodnocení metod měření výšky sněhové pokrývky v kapitole dvě může pomoci při výběru způsobu měření na základě vlastností zkoumané lokality, možností výzkumného týmu a nároků na přesnost a rozlišení v budoucích projektech a případových studiích.

Samotné zhodnocení variability výšky sněhové pokrývky se podařilo v následujícím rozsahu:

- Bylo znázorněno a popsáno, jak se liší různé hustoty měření výšky sněhu ve své schopnosti zachytit lokální variabilitu distribuce sněhové pokrývky.
- Bylo dokázáno, že pro výpočet celkového objemu sněhu na daném území hraje hustota měření menší roli, než u hodnocení variability výšky sněhu.
- Zapojením vícenásobné lineární regrese se podařilo zpřesnit modely variability výšky sněhu, nicméně nekonzistentnost regresních koeficientů ukazuje na fakt, že tento jev je nejspíš způsoben pouze vlastnostmi použité metody, popřípadě absencí jednoho či více důležitých faktorů.
- Nebyl nalezen dominantní faktor, který by variabilitu výšky sněhové pokrývky v zájmovém území dostatečně vysvětloval, nicméně byly odhaleny určité nedostatky v metodice a tedy i prostor pro zlepšení.

## 7 Seznam použité literatury a datových zdrojů

### 7.1 Literatura

BALTSAVIAS, E.P. Airborne laser scanning: basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 1999, 54(2-3), 199-214. DOI: 10.1016/S0924-2716(99)00015-5. ISSN 09242716. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924271699000155>

BASNET, K., M. MUSTE, G. CONSTANTINESCU, H. HO a H. XU. Close range photogrammetry for dynamically tracking drifted snow deposition. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 121, 141-153. DOI: 10.1016/j.coldregions.2015.08.013. ISSN 0165232x. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X15001846>

BHARDWAJ, Anshuman, Lydia SAM, AKANKSHA, F. Javier MARTÍN-TORRES a Rajesh KUMAR. UAVs as remote sensing platform in glaciology: Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*. 2016, 175, 196-204. DOI: 10.1016/j.rse.2015.12.029. ISSN 00344257. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425715302509>

BHARDWAJ, Anshuman, Lydia SAM, Akanksha BHARDWAJ a F. Javier MARTÍN-TORRES. LiDAR remote sensing of the cryosphere: Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*. 2016, 177, 125-143. DOI: 10.1016/j.rse.2016.02.031. ISSN 00344257. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425716300591>

BÖHM, Miroslav, et al., ZELENKOVÁ, Eva (ed.). Plán péče o Národní park Šumava na období 2014 - 2017: Rozbory. Vimperk, 2013. Dostupné také z: [http://www.npsumava.cz/gallery/27/8185-ozuopk\\_plan\\_pece\\_rozbory.pdf](http://www.npsumava.cz/gallery/27/8185-ozuopk_plan_pece_rozbory.pdf)

DUŠÁNEK, Petr, et al., BRÁZDIL, Karel (ed.). Technická zpráva k digitálnímu modelu reliéfu 5. generace (DMR 5G). 2. aktualizace. Pardubice: Zeměměřický úřad a Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad, 2012, 12 s. Dostupné také z: [http://geoportal.cuzk.cz/Dokumenty/TECHNICKA\\_ZPRAVA\\_DMR\\_5G.pdf](http://geoportal.cuzk.cz/Dokumenty/TECHNICKA_ZPRAVA_DMR_5G.pdf)

BÜHLER, Y., M. MARTY, L. EGLI, J. VEITINGER, T. JONAS, P. THEE a C. GINZLER. Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry. *The Cryosphere*. 2015,

9(1), 229-243. DOI: 10.5194/tc-9-229-2015. ISSN 1994-0424. Dostupné také z: <http://www.the-cryosphere.net/9/229/2015/>

COLOMINA, I. a P. MOLINA. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2014, 92, 79-97. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013. ISSN 09242716. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924271614000501>

ČURDA, Jakub. Odtokový režim v pramenné oblasti Vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod. Praha, 2009. Magisterská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Doc. RNDr. Bohumír JANSKÝ, CSc.

DE MICHELE, Carlo, Francesco AVANZI, Daniele PASSONI, et al. Using a fixed-wing UAS to map snow depth distribution: an evaluation at peak accumulation. *The Cryosphere*. 2016, 10(2), 511-522. DOI: 10.5194/tc-10-511-2016. ISSN 1994-0424. Dostupné také z: <http://www.the-cryosphere.net/10/511/2016/>

DEEMS, Jeffrey S., Thomas H. PAINTER a David C. FINNEGAN. Lidar measurement of snow depth: a review. *Journal of Glaciology*. 2013, 59(215), 467-479. DOI: 10.3189/2013JoG12J154. ISSN 00221430. Dostupné také z: <http://openurl.ingenta.com/content/xref?genre=article>

DEEMS, Jeffrey a Thomas PAINTER. Lidar measurement of snow depth: accuracy and error sources. *Proceedings of the international snow science workshop* [online]. 2006, , 1-6 [cit. 2016-05-05]. Dostupné z: <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2006-330-338.pdf>

DEMEK, Jaromír. Obecná geomorfologie. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1982, 4 sv. Učební texty vysokých škol.

ECKERSTORFER, Markus, Yves BÜHLER, Regula FRAUENFELDER a Eirik MALNES. Remote sensing of snow avalanches: Recent advances, potential, and limitations. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 121, 126-140. DOI: 10.1016/j.coldregions.2015.11.001. ISSN 0165232x. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X15002591>

GRÜNEWALD, T., M. SCHIRMER, R. MOTT a M. LEHNING. Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. *The Cryosphere*. 2010, 4(2),

215-225. DOI: 10.5194/tc-4-215-2010. ISSN 1994-0424. Dostupné také z: <http://www.the-cryosphere.net/4/215/2010/>

HANKOVÁ, Radka. Kvalitativní vývoj sněhové pokrývky na experimentálním povodí Modrava 2 [online]. Praha, 2008 [cit. 2016-05-04]. Dostupné z: <http://www.kvhem.cz/wp-content/uploads/2009/02/Hankova.pdf>

HORNÍK, Stanislav a kol. Fyzická geografie II. Praha: SPN, 1986, 319 s.

HUANG, C. L., H. W. WANG a J. L. HOU. Estimating spatial distribution of daily snow depth with kriging methods: combination of MODIS snow cover area data and ground-based observations. The Cryosphere Discussions. 2015, 9(5), 4997-5020. DOI: 10.5194/tcd-9-4997-2015. ISSN 1994-0440. Dostupné také z: <http://www.the-cryosphere-discuss.net/9/4997/2015/>

CHE, Tao, Liyun DAI, Jian WANG, Kai ZHAO a Qiang LIU. Estimation of snow depth and snow water equivalent distribution using airborne microwave radiometry in the Binggou Watershed, the upper reaches of the Heihe River basin. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2012, 17, 23-32. DOI: 10.1016/j.jag.2011.10.014. ISSN 03032434. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0303243411001577>

CHRUSTEK, Paweł, Natalia KOLECKA a Yves BÜHLER. Obtaining Snow Avalanche Information by Means of Terrestrial Photogrammetry—Evaluation of a New Approach. The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013, , 579. DOI: 10.1007/978-3-642-12725-0\_41. Dostupné také z: [http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-12725-0\\_41](http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-12725-0_41)

IMMERZEEL, W.W., P.D.A. KRAAIJENBRINK, J.M. SHEA, A.B. SHRESTHA, F. PELLICCIOTTI, M.F.P. BIERKENS a S.M. DE JONG. High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles. Remote Sensing of Environment. 2014, 150, 93-103. DOI: 10.1016/j.rse.2014.04.025. ISSN 00344257. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S003442571400176X>

JAGT, Benjamin, Arko LUCIEER, Luke WALLACE, Darren TURNER a Michael DURAND. Snow Depth Retrieval with UAS Using Photogrammetric Techniques. Geosciences. 2015, 5(3), 264-



285. DOI: 10.3390/geosciences5030264. ISSN 2076-3263. Dostupné také z: <http://www.mdpi.com/2076-3263/5/3/264/>

JENÍČEK, Michal, Ondřej MATĚJKA a Hana PEVNÁ. Snow accumulation and ablation in three forested mountain catchments. *Acta Hydrologica Slovaca*. 2015, 16(1), 208 - 216.

JOHNSON, Jerome B. a Garry L. SCHAEFER. The influence of thermal, hydrologic, and snow deformation mechanisms on snow water equivalent pressure sensor accuracy. *Hydrological Processes*. 2002, 16(18), 3529-3542. DOI: 10.1002/hyp.1236. ISSN 0885-6087. Dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1236>

KADLECOVÁ, Renata, et al., OLMER, Miroslav (ed.). Sborník geologických věd: Oceňování velikosti zdrojů podzemních vod. 24. Praha: Česká geologická služba, 2007. ISBN 978-80-7075-656-X. ISSN 0036-5270.

Hydrogeologie území. KADLECOVÁ, Renata a Jiří BURDA. Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000: list 22-33 Kašperské Hory a 32-11 Kvilda. Praha: Český geologický ústav, 1999, s. 27-41. Edice ekologických map České republiky. ISBN 80-7075-353-6.

KACHLÍK, Václav. Geologický vývoj území České republiky: Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“. Praha: SÚRAO, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2003. Dostupné také z: <https://is.muni.cz/el/1431/jaro2008/Z4066/reggeol.pdf>

KIRCHNER, B.P., R.C. BALES, K.N. MUSSELMAN a N.P. MOLOTCH. Under-canopy snow accumulation and ablation measured with airborne scanning LiDAR altimetry and in-situ instrumental measurements, southern Sierra Nevada, California. American Geophysical Union, Fall Meeting 2012. University of California, 2012.

KOCUM, Jan. Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Praha, 2012. Disertační práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

KUČEROVÁ, Dana. Vliv prostorového rozložení sněhu na průběh povodní. Praha, 2010. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Lendzioch, T., Langhammer, J., Jenicek, M., 2016. Tracking forest and open area effects on snow accumulation by unmanned aerial vehicle photogrammetry. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, in review

LÓPEZ-MORENO, J. I., J. REVUELTO, S. R. FASSNACHT, C. AZORÍN-MOLINA, S. M. VICENTE-SERRANO, E. MORÁN-TEJEDA a G. A. SEXSTONE. Snowpack variability across various spatio-temporal resolutions. *Hydrological Processes*. 2015, 29(6), 1213-1224. DOI: 10.1002/hyp.10245. ISSN 08856087. Dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.10245>

LÓPEZ-MORENO, J.I., S.R. FASSNACHT, J.T. HEATH, K.N. MUSSELMAN, J. REVUELTO, J. LATRON, E. MORÁN-TEJEDA a T. JONAS. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Advances in Water Resources*. 2013, 55, 40-52. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.08.010. ISSN 03091708. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170812002382>

LÓPEZ-MORENO, Juan I. a Manfred STÄHLI. Statistical analysis of the snow cover variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions. *Journal of Hydrology*. 2008, 348(3-4), 379-394. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.018. ISSN 00221694. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169407005926>

LÖRINC, Michal. UAV fotogrametria ako nástroj pre hodnotenie fluvialne morfológických zmien vodných tokov. Praha, 2015. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D.

MATTHEWS, N.A. Aerial and Close-Range Photogrammetric Technology: Providing Resource Documentation, Interpretation, and Preservation.: Technical Note 428. U.S. Department of the Interior, Bureau of Land Management, National Operations Center, Denver, Colorado, 2008.

MOORE, Zach, Daniel WRIGHT, Chris LEWIS a Dale E. SCHINSTOCK. Comparison of bundle adjustment formulations [online]. In: . ASPRS 2009 Annual Conference: Kansas State University, 2009 [cit. 2016-04-30]. Dostupné z: <http://info.asprs.org/publications/proceedings/baltimore09/0066.pdf>

MURDYCHOVÁ, Pavlína. Variabilita výšky sněhu v lokálním měřítku: Hodnocení vlivu topografie a vegetace. Praha, 2015. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

NOLAN, M., C. LARSEN a M. STURM. Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry. *The Cryosphere*. 2015, 9(4), 1445-1463. DOI: 10.5194/tc-9-1445-2015. ISSN 1994-0424. Dostupné také z: <http://www.the-cryosphere.net/9/1445/2015/>

NOVOTNÁ, M. Půdní mapa ČR. Měřítko 1:50 000: list 22-33 Kašperské Hory [Měřítko 1:50 000]. [Měřítko 1:50 000]. Praha: Český geologický ústav, 1995, 1 list. Soubor geologických a účelových map.

Geologie území. PELC, Z. Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000: list 22-33 Kašperské Hory a 32-11 Kvilda. Praha: Český geologický ústav, 1999, s. 12-22. Edice ekologických map České republiky. ISBN 80-7075-353-6.

POMEROY, J. W. a D. M. GRAY. Snowcover accumulation, relocation and management. Ottawa: L'Institut, Environnement Canada, 1995. ISBN 06-601-5816-7.

PROKOP, Alexander. Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. *Cold Regions Science and Technology*. 2008, 54(3), 155-163. DOI: 10.1016/j.coldregions.2008.07.002. ISSN 0165232x. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X08001018>

QUITT, Evžen. Klimatické oblasti Československa. Praha: Academia, 1971, 73 s., [5] s. obr. příl.

SHAPIRO, S. S. a M. B. WILK. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*. 1965, 52(3-4), 591-611. DOI: 10.1093/biomet/52.3-4.591. ISSN 0006-3444. Dostupné také z: <http://biomet.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1093/biomet/52.3-4.591>

SCHAFFHAUSER, A., M. ADAMS, R. FROMM, P. JÖRG, G. LUZI, L. NOFERINI a R. SAILER. Remote sensing based retrieval of snow cover properties. *Cold Regions Science and Technology*. 2008, 54(3), 164-175. DOI: 10.1016/j.coldregions.2008.07.007. ISSN 0165232x. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X08001079>

SINGH, Pratap a V. P. SINGH. Snow and glacier hydrology. Boston: Kluwer Academic Publishers, 2001. ISBN 07-923-6767-7.

SNAVELY, Noah. Scene Reconstruction and Visualization from Internet Photo Collections [online]. University of Washington, 2008 [cit. 2016-05-04]. Dostupné z: <http://www.cs.cornell.edu/~snave/publications/thesis/thesis.pdf>

SURENDAR, M., A. BHATTACHARYA, G. SINGH a G. VENKATARAMAN. Estimation of snow density using full-polarimetric Synthetic Aperture Radar (SAR) data. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. 2015, 83-84, 156-165. DOI: 10.1016/j.pce.2015.07.001. ISSN 14747065. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1474706515000741>

ŠÁRA, Radim. Anglicko-český a česko-anglický slovníček 3D počítačového vidění. Centrum strojového vnímání katedra kybernetiky FEL ČVUT, 2010. Dostupné také z: <http://cmp.felk.cvut.cz/cmp/courses/TDV/2010W/lectures/3DV-slovník.pdf>

TEDESCO, M. Remote sensing of the cryosphere [online]. Hoboken, New Jersey: John Wiley, 2015 [cit. 2016-05-06]. ISBN 978-1-118-36888-6. Dostupné z: <https://books.google.cz/books?id=cNCSBQAAQBAJ>

TOLASZ, Radim. Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007, 255 s. Geografické spektrum, 3. ISBN 978-80-86690-26-1.

Půdní poměry a jejich interpretace. TOMÁŠEK, Milan. Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000: list 22-33 Kašperské Hory a 32-11 Kvilda. Praha: Český geologický ústav, 1999, s. 46-49. Edice ekologických map České republiky. ISBN 80-7075-353-6.

WESTOBY, M. J., J. BRASINGTON, N. F. GLASSER, M. J. HAMBREY a J. M. REYNOLDS. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorphology. 2012, 179, 300-314. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021. ISSN 0169555x. Dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X12004217>

Slovník VÚGTK [online]. Zdiby: Výzkumný ústav geodetický, topografický a kartografický, v.v.i., 2016 [cit. 2016-05-01]. Dostupné z: <https://www.vugtk.cz/slovník/>

Structure from Motion (SfM). Theia Vision Library [online]. Chris Sweeney, 2016 [cit. 2016-05-06]. Dostupné z: <http://www.theia-sfm.org/sfm.html>

EKatalog BPEJ: Encyklopedie bonitovaných půdně ekologických jednotek [online]. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., 2015 [cit. 2016-05-09]. Dostupné z: <http://bpej.vumop.cz/index.php>

## 7.2 Datové zdroje

Portál ČHMÚ : Historická data : Počasí : Mapy stanic [online]. Portál ČHMÚ [cit. 2016-04-19]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/mapy-stanic>

ZABAGED [online]. Praha: ČÚZK, 2016 [cit. 2016-04-16]. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/>

VÚV T.G.Masaryka - Oddělení GIS - O projektu DIBAVOD [online]. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka, 2014 [cit. 2016-04-11]. Dostupné z: <http://www.dibavod.cz/>

MapoMat [online]. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR [cit. 2016-04-18]. Dostupné z: <http://mapy.nature.cz/>

WebGIS [online]. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2016 [cit. 2016-04-16]. Dostupné z: <http://webgis.nature.cz/DefaultPage/Default.aspx>

Geologická mapa ČR 1 : 25 000 (GEOČR 25). Praha: Česká geologická služba, 2008. Dostupné také z: [mapy.geology.cz/geocr\\_25/](http://mapy.geology.cz/geocr_25/)

Archivní mapy [online]. Český úřad zeměměřický a katastrální, 2015 [cit. 2016-04-18]. Dostupné z: <http://archivnimapy.cuzk.cz/>

TOMÁŠEK, Milan. Půdní mapa ČR. Měřítko 1:50 000: list 32-11 Kvilda [Měřítko 1:50 000]. [Měřítko 1:50 000]. Praha: Český geologický ústav, 1995, 1 list. Soubor geologických a účelových map.

## 8 Seznam obrázků a tabulek

Obrázek 1: Princip tvorby databáze vlíčovacích bodů, převzato ze Sweeney, 2016.....	20
Obrázek 2: Vliv letového dráhy na odrazové úhly paprsků laseru, převzato z Deems et al., 2013. ....	25
Obrázek 3: Spektrální odrazivost sněhu pro různé velikosti sněhových zrn, převzato z Deems et al., 2013. ....	26
Obrázek 4: Ortofotomapa, zdroj dat: ČÚZK, vlastní zpracování.....	30
Obrázek 5: Mapa geologického podloží, zdroj dat: ČGS, vlastní zpracování. ....	31
Obrázek 6: Hypsografická křivka povodí Filipohuťského potoka, zdroj dat: ZABAGED, vlastní zpracování.....	32
Obrázek 7: Výškopisná mapa, zdroj dat: ZABAGED a Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování. ....	33
Obrázek 8: Příčný profil zájmovým územím dle řezů na obr. 7, zdroj dat: Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování.....	34
Obrázek 9: Mapa sklonitosti, zdroj dat: ZABAGED a Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování. ....	34
Obrázek 10: Zastoupení orientací svahů v povodí, zdroj dat: ZABAGED, vlastní zpracování. ....	35
Obrázek 11: Mapa expozice svahů, zdroj dat: ZABAGED a Lendzioch et al., 2016, vlastní zpracování.....	35
Obrázek 12: Klimadiagram dlouhodobých srážkových a teplotních průměrů z let 1985-2014 ze stanic ČHMÚ Churáňov (teploty) a Filipova Huť (srážky), zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování. ....	37
Obrázek 13: Průměrný podíl měsíčních odtoků v průběhu roku za období 1985-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMI, vlastní zpracování .....	38
Obrázek 14: Rozvinutý podélný profil Filipohuťského potoka s přítoky delšími než 600 m, zdroj dat: DIBAVOD a ZABAGED, vlastní zpracování.....	39

Obrázek 15: Průměrné měsíční průtoky a průměrný počet dní za rok s průtokem v prvním decilu za období 1985-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMI, vlastní zpracování	39
Obrázek 16: Filipohuťský potok v únoru.....	40
Obrázek 17: Podzimní pohled na zájmové území ze severu.....	41
Obrázek 18: Výšky sněhu dle <i>U64</i> (vlevo) a <i>B64</i> (vpravo), zdroj dat: vlastní měření, vlastní zpracování .....	46
Obrázek 19: Krabicový graf (boxplot) vizualizující datové soubory pomocí kvartilů. Spodní a horní strany obdélníků reprezentují 1. respektive 3. kvartil, černá vodorovná linie medián, černý kříž průměr, svislé linie minimální a maximální hodnoty a odlehlé hodnoty jsou značeny kolečky. ....	47
Obrázek 20: Průměrné rozdíly výšky sněhu jednotlivých modelů krigingu od odpovídajících <i>M64</i> (únor, březen). ....	48
Obrázek 21: Hodnoty střední kvadratické chyby (RMSE) pro modely vytvořené pomocí krigingu (symbol plus) a pro modely vytvořené spolu s dalšími faktory vícenásobnou regresí. ....	49
Obrázek 22: Změna vodní hodnoty sněhu mezi 19.2.2016 a 19.3.2016 na zájmovém území. ....	50
 Rovnice 1: Výpočet SWE, $h$ je výška sněhové pokrývky v $[m]$ a $\rho$ je hustota sněhu v $[kg * m - 3]$ . ....	13
Rovnice 2: Vztah indexu lomu a dalších veličin, $s$ je vzdálenost v $[km]$ , $t$ je čas v $[s]$ , $c$ je rychlost světla v $[km * s - 1]$ , $n$ je index lomu.....	24
Rovnice 3: Výsledek vícenásobné lineární regrese. ....	45
Rovnice 4: Transformace expozice $E$ na parametr $E_{trans}$ . ....	45
Rovnice 5: Transformace na z-skóry, $y_{ij}$ je výsledná standardizovaná hodnota, $x_i$ Nolan et al., 2015 je původní hodnota, $x_{prům}$ je průměr a $\sigma$ je směrodatná odchylka. ....	45

Tabulka 1: Srovnání představených metod měření výšky sněhu ve vybraných kategoriích, vlastní zpracování na základě vědecké literatury, 1 znamená nejlepší hodnocení, 3 nejhorší. Další charakteristiky, jako je například časová náročnost měření, musí být posouzeny individuálně pro každou lokalitu.....	28
Tabulka 2: Vybrané charakteristiky klimatických oblastí dle Quitta (1971), vlastní zpracování .....	36
Tabulka 3: Vybrané charakteristiky Filipohuťského potoka a jeho povodí, zdroj dat: DIBAVOD, vlastní zpracování.....	38
Tabulka 4: Průměrné snížení RMSE pro jednotlivé modely po vícenásobné lineární regresi. 48	
Tabulka 5: Intervaly regresních koeficientů pro jednotlivé modely. Vzdáleností je myšlena euklidovská vzdálenost od Filipohuťského potoka. Průměr $R^2$ vyjadřuje průměr koeficientů determinace jednotlivých modelů.....	49